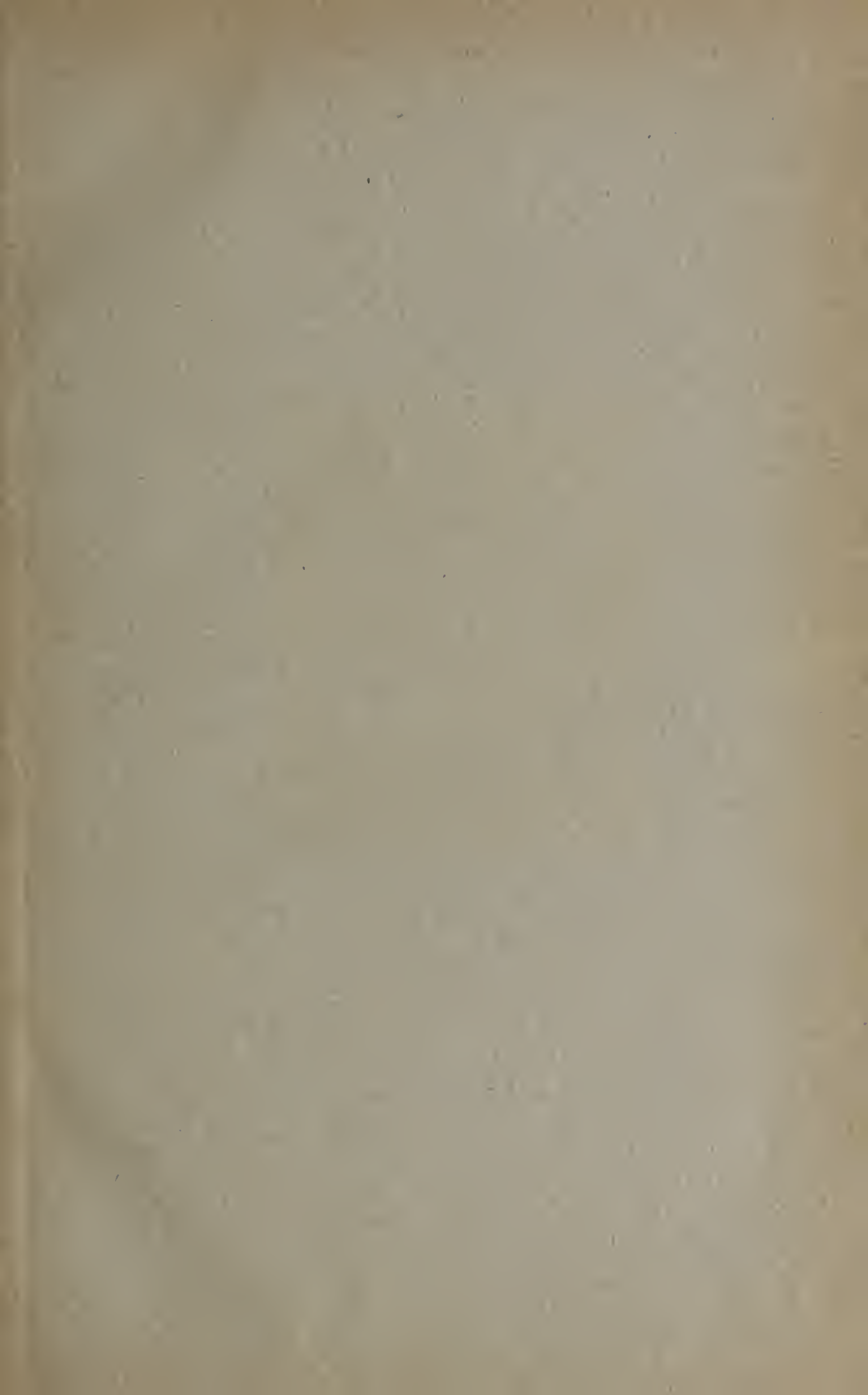








Fortschritte der
Geologie und Palaeontologie
herausgegeben
von Professor Dr. W. Soergel, Tübingen
Heft 6

Die tertiären Landoberflächen in Thüringen

von

Dr. B. v. Freyberg
Privatdozenten in Halle (Saale)

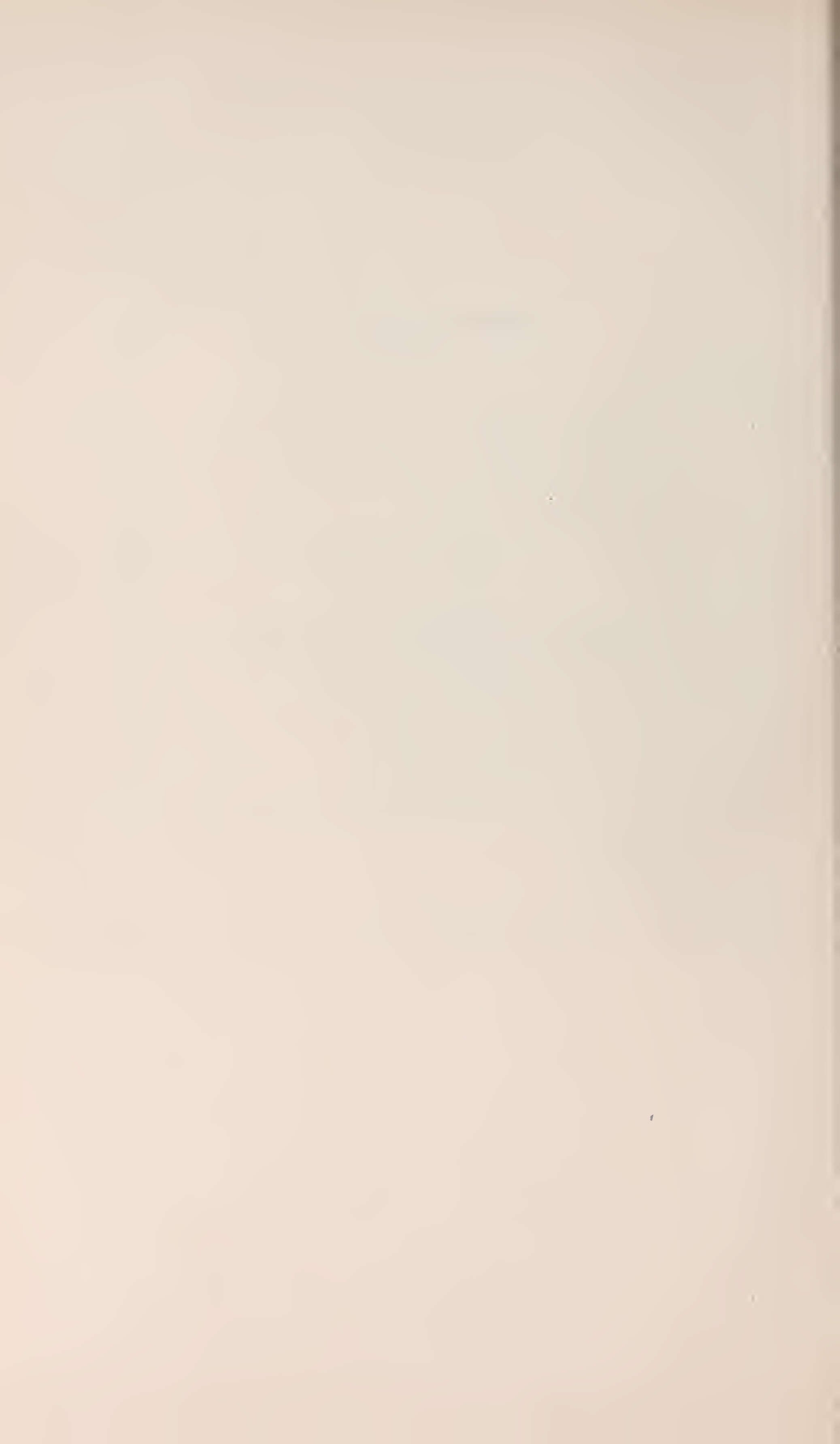
Mit einer Tafel und 19 Figuren im Text

Berlin
Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 35 Schöneberger Ufer 12 a
1923

Druck von E. Buchbinder (H. Duske), Neuruppin

Made in Germany

Inhaltsverzeichnis



I. Einleitung

Es hat ziemlich lange gedauert, bis die wahre Natur der Einebnungsflächen Thüringens erkannt worden ist. Zum ersten Mal sind sie von E. Wüst richtig gedeutet worden. Im Jahre 1909 veröffentlichte er eine Notiz[1]), deren Inhalt sich in folgenden Punkten zusammenfassen läßt:

1. Das Tertiär liegt diskordant auf Paläozoikum und Trias und beweist prätertiäre Krustenbewegungen, bei denen auch unsere Mittelgebirge bereits entstanden sind.

2. Der Ablagerung des Tertiärs geht eine Einebnung voraus.

3. Harz und Thüringer Wald wurden aus der eingeebneten Fläche später herausgehoben. Die Heraushebung erfolgte in verschiedenen, durch Einebnungsperioden getrennten Etappen, und die Krustenbewegungen reichen bis in das Quartär.

Unter dem Eindruck der bekannten Arbeit Philippis geriet die kurze Mitteilung Wüsts in Vergessenheit. Trotzdem hatte Wüst die Erkenntnis weiter gefördert. Denn wenn auch Philippi zahlreiche Einzelfragen ausführlich und genau behandelt hat, so hat er doch als Einebnungsperiode nur die Zeit bis zum Oligozän angenommen und hat die heute erkennbare Rumpffläche als diese „präoligozäne" Einebnungsfläche angesehen. Wie wir später feststellen werden, besteht Wüsts Annahme jüngerer Einebnungsperioden zu Recht. Bisher ist nur einmal, nämlich von Naumann[2]) in einer kurzen Notiz Zweifel an der Altersbestimmung Philippis erhoben worden.

Die Schwierigkeiten, die sich aus der Auffassung Philippis ergaben, haben mich seit Jahren veranlaßt, Beobachtungen zu

[1]) Das Alter der sächsisch-thüringischen Mittelgebirge. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin, 1909, S. 640—641.

[2]) Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Diluviums. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1912. Ein jüngeres Alter hat kürzlich auch R. Lehmann angenommen, ohne auf die Frage näher einzugehen. Jahrb. d. Hall. Verbandes, III, 3, S. 92, 1922.

sammeln, um der Lösung des Problems näher zu kommen. Als ich nun im Jahre 1922 im Auftrag von Herrn Geheimrat Prof. Dr. J. Walther für den Halleschen Verband für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung die Braunkohlenlagerstätten Thüringens nach bestimmten Gesichtspunkten zu untersuchen hatte, war mir Gelegenheit gegeben, diese Beobachtungen zu ordnen und zu einem gewissen Abschluß zu bringen. Dabei scheinen mir besonders zwei Ergebnisse wichtig zu sein:

1. Es gibt in Thüringen Einebnungsperioden, die jünger sind als die Tertiärablagerungen, und es gelingt, die jüngste, im Landschaftsbild erkennbare Einebnungsfläche dem Alter nach festzulegen.

2. In Thüringen spielen junge, im Oberpliozän beginnende Bodenbewegungen eine große Rolle.

Wenn ich im folgenden meine Ergebnisse veröffentliche, so tue ich das in dem Bewußtsein, daß noch viele Einzelarbeiten geleistet werden müssen, wenn wir ein in allen Punkten abgeschlossenes Bild erhalten wollen. Die Untersuchungen werden sich besonders auf die zeitliche Einordnung der Störungen erstrecken müssen, und daß eine solche möglich ist, hat auch W. Soergel gezeigt, der gleichzeitig mit meiner ersten Veröffentlichung[1]) über den vorliegenden Gegenstand das Alter der Ilmtalstörung behandelt hat[2]). Zur selben Zeit erschien auch die am Schluß genannte Arbeit von A. Wurm, in der für ein jugendliches Alter der Einebnungsfläche im Fichtelgebirge eingetreten wird.

II. Wichtige Profile

1. Die Eisenberger Störungszone

Einen guten Einblick in die präeocäne Landoberfläche, ihre Störungszonen und die überlagernden eocänen Sedimente gestattet uns die Umgebung von Eisenberg.

Wir beginnen unsere Studien nördlich der Gasanstalt (Karte, Abb. 1). Dort sind im mittleren Buntsandstein Steinbrüche an-

[1]) B. v. Freyberg, Zur Paläogeographie der Braunkohlenablagerungen Thüringens. „Braunkohle“, XXI. Jahrgang 1923.

[2]) Beiträge zur Geologie von Thüringen. III. Das Alter der Ilmtalstörung. Zentralbl. f. Mineralogie usw., 1923.

gelegt, die auf dem Kärtchen (Abb. 1) mit den Ziffern I—IV bezeichnet worden sind. Im Steinbruch I liegt der Buntsandstein ziemlich flach. Seine Bänke sind fest, die Feldspäte kaolinisiert, teilweise aber noch ziemlich frisch. Durch die hintere Wand des



Abb. 1. Die Aufschlüsse im Bereich der Eisenberger Störungszone.

Steinbruchs geht eine senkrecht verlaufende Störungszone hindurch. An ihr ist das Gestein am Rand stark zermürbt, in der Mitte weitgehend vertont (Abb. 2). Im Steinbruch II erkennt man, daß die Schichten nach SW einzufallen beginnen. Noch deutlicher wird das im Bruch III. Hier nimmt der Einfallswinkel nach SW ständig

zu. Auch die Kaolisierung der Feldspäte ist weiter fortgeschritten.

Folgen wir der Straße nach Königshofen, so finden sich schon nach kurzer Zeit dicht westlich der Straße neue Aufschlüsse (V der Karte). Hier wechsellagern mürbe, zerreibliche Sandsteine mit sandigem bis fast sandfreiem Kaolin. Das ganze Material ist schneeweiß. Auch hier handelt es sich um kaolinisierten mittleren Buntsandstein, die verschiedenen Bänke sind aus den mehr oder



Abb. 2. Vertonter Buntsandstein an einer Störungszone.

weniger tonigen Bänken desselben hervorgegangen. Daß dabei keine mechanische Umlagerung stattgefunden hat, daß sich vielmehr alles noch auf ursprünglicher Lagerstätte befindet, hat Weiß[1]) nachgewiesen.

Wir stellen also fest: Von Nordosten nach Südwesten läßt sich schrittweise die Zunahme der Kaolinisierung verfolgen, die sich schließlich bis zur Entstehung eines völlig reinen Materials steigert,

[1]) Vorkommen und Entstehung der Kaolinerden des ostthüringischen Buntsandsteinbeckens. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1910, S. 353—367.

welches ausgebeutet wird. In der gleichen Richtung wird der Neigungswinkel des sonst flach gelagerten Buntsandsteins allmählich steiler. Die Ursache ist leicht zu ersehen. Denn die beiden Steinbrüche, die östlich von der Straße nach Gösen liegen (VI der Karte), sind im Muschelkalk angelegt. Auch der Muschelkalk liegt nicht ungestört, sondern ist nach NO aufgebogen und gleichzeitig durch mehrere Verwerfungen zerstückelt, wie in dem südöstlichen der beiden Aufschlüsse sehr gut zu sehen ist (Abb. 3).



Abb. 3. Gefalteter und gebrochener Muschelkalk an der Eisenberger Störungszone.

Zwischen Buntsandstein und Muschelkalk verläuft eine Störungszone, an der auf beiden Flügeln die Schichten mitgeschleppt sind.

Die Störung überschreiten wir wieder, wenn wir die nördlich liegende Kaolingrube der Firma Kempf & Co. betreten (VII des Kärtchens). Hier ist in einem großartigen Tagebau der kaolinisierte Buntsandstein freigelegt. Auch hier liegen im östlichen Teil die Schichten flach, während bei Annäherung an die Hauptstörungszone der Neigungswinkel sehr steil wird. Das Profil ist von Weiß genau aufgenommen und abgebildet worden.

Auch hier liegt alles noch auf primärer Lagerstätte. Weiß hat den Nachweis geliefert, indem er Geröllbänke und Karneolhorizonte festgestellt und verfolgt hat. Auf diese Weise war es auch möglich, Verwerfungen, die der Hauptstörung etwa parallel gehen, genau festzulegen.

Die Grube ist rund 15 m tief. Die verschiedenen Bänke des Buntsandsteins geben auch verschiedenes Rohmaterial. Bei der Verarbeitung unterscheidet man folgende Arten:

1. Ziegelton. Er wird in vermahlenem Zustand zur Chamottesteinbereitung verwendet.
2. Mahlton. Ähnlich, doch von geringerer Qualität.
3. Fetter Ton.

Die Qualität des Rohmaterials nimmt von oben nach unten ab. Weiß hat das nachgewiesen, indem er die geschlämmte Tonsubstanz gleicher Horizonte aus dem gehobenen und gesunkenen Flügel analysiert hat (Tabelle 1). Es ergab sich, daß in dem gesunkenen Teil der Gehalt an Kieselsäure, Eisenoxyd, Kalzium und

Tabelle 1

Kaolinanalysen aus der Grube Kempf & Co. bei Eisenberg (nach Weiß)

	A Tonsubstanz der Geröllschicht		B Tonsubstanz der Schicht unter A		C Tonsubstanz der Schicht unter B	
	Flügel:		Flügel:		Flügel:	
	Gehoben	Gesunken	Gehoben	Gesunken	Gehoben	Gesunken
SiO_2	48,50	55,00	47,30	49,36	47,70	51,95
Al_2O_3	35,95	28,80	38,80	32,30	37,90	27,62
Fe_2O_3	0,92	1,46	0,79	1,53	Spur	2,58
CaO	—	0,52	Spur	1,19	1,14	2,00
MgO	1,45	2,00	—	Spur	Spur	2,25
Na_2O	1,82 (Na₂O + K₂O)	1,25	—	3,94	0,50 (Na₂O + K₂O)	2,07
K_2O		3,93	—	1,58		3,40
H_2O	10,85	6,97	14,00	9,95	12,58	8,62
	99,49	99,93	100,89	99,85	99,82	100,49

Magnesium höher, der Gehalt an Tonerde und Wasser jedoch niedriger war. Die Analysen beweisen gleichzeitig, daß der Vor-

[1]) a. a. O., S. 359.

gang der Kaolinisierung nach der Bildung der Sedimente von oben her erfolgt ist.

Die Oberfläche des kaolinisierten Buntsandsteins steigt, unregelmäßig gewellt, auf und ab (Abb. 4). Sie ist eine Abtragungsfläche, und zwar muß der Buntsandstein während der Abtragung schon den plastischen, kaolinisierten Zustand besessen haben. Dasselbe zeigen uns die überlagernden Schichten. Zunächst folgt ein hellgrauer Ton, der durch natürliche Aufbereitung bei Umlagerung



Abb. 4. Abtragungsfläche des kaolinisierten Buntsandsteins, von Tertiär überlagert.

des Buntsandsteins entstanden ist. Seine etwas dunklere Farbe rührt von Verunreinigungen her, die bei der Umlagerung sich fast immer einstellen müssen. An der Basis des Tones liegen reichlich Quarzgerölle, die auch seiner Masse hie und da eingestreut sind. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 2,0—0,80 m, stellenweise keilt er auch völlig aus. Über der Tonbank liegen Kiese, Sande und Tone in buntem Wechsel. Verschiedenkörnige Massen liegen auf- und nebeneinander, keilen rasch aus und erzeugen so ein sehr mannigfaltiges Bild. Das Hangende wird von Geschiebelehm ge-

bildet (siehe Profil, Abb. 5), der hier nur geringe Mächtigkeit besitzt, nach O aber dauernd zunimmt.

Die Tone, Sande und Kiese gehören dem Tertiär an. Da sie auf der abgetragenen, kaolinisierten Buntsandsteinoberfläche liegen und ihr Material zum Teil auf ausgeschlämmten, kaolinisierten Buntsandstein zurückgeführt werden muß, ist die Kaolinisierung älter als das überlagernde Tertiär.

Im Nordwesten dieser Grube (VIII des Kärtchens) folgen die ausgedehnten Tagebaue der Gösener Tonwerke. Die Buntsandsteinbänke, die im nordöstlichen Flügel ziemlich flach liegen, werden

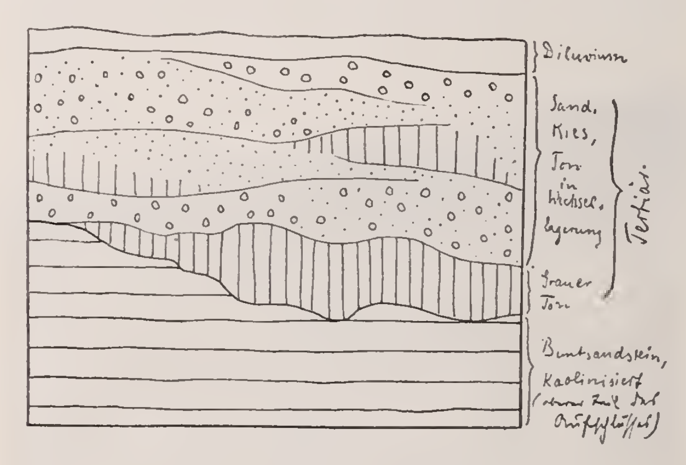


Abb. 5. Kaolingrube Kempf u. Co. bei Eisenberg i. Th.

nach der Störung zu steil geschleppt und stehen fast senkrecht. In dem völlig weißen, kaolinisierten Sandstein haben einzelne Bänke eine tiefrote Farbe behalten. Sie stürzen mit der Schichtenfolge in die Tiefe. Die Grenze zum Muschelkalk war bei meinen mehrfachen Besuchen nicht aufgeschlossen, da im Frühjahr 1922 ein schwer zu bewältigender Bruch erfolgt war. Der Südweststoß der südlichsten Grube war von niedergebrochenen blaugrauen, zum Teil kalkreichen Tonen verhüllt. In ihnen konnten Muschelkalkversteinerungen festgestellt werden, es handelt sich offenbar um vertonten Wellenkalk. Solche Gesteine sollen nach Aussage des Betriebsleiters hier auch in die Tiefe niedersetzen, und die Grenze zum Kaolinsandstein soll steil nach SW einfallen. Das Material an dieser Grenze soll besonders gut sein. Anscheinend verläuft hier die Störung, an welcher (vielleicht flexurartig mit eingequetschtem

Röt, wie aus manchen Tonbrocken hervorzugehen scheint) Buntsandstein neben Muschelkalk gelegt wurde. An der Verwerfung ist der Buntsandstein kaolinisiert und der Muschelkalk vertont[1]).

Überblicken wir die Aufschlüsse entlang der Eisenberger Störungszone in ihrer Gesamtheit, so ergibt sich folgendes:

1. Die Kaolinaufschlüsse nördlich von Eisenberg sind in SO-NW-Richtung aneinandergereiht. Sie folgen einer Verwerfung oder Flexur, welche Muschelkalk neben mittleren Buntsandstein gelegt hat und als Fortsetzung der Finnestörung aufzufassen ist. Im Bereich der Störungszone ist die Vertonung tiefer gegangen, die Kaolinisierung folgte den vorhandenen Spalten.

2. Vor Ablagerung des Tertiärs ist der durch die Störung geschaffene Niveauunterschied wieder ausgeglichen worden. Das Tertiär liegt diskordant darüber. Schon die tertiären Ablagerungen enthalten aufbereitete Kaolinverwitterungsdecken, es muß also der Vorgang der Kaolinisierung älter sein. Nach Analogie mit anderen Gebieten müssen wir annehmen, daß die Kaolinisierung flächenhaft ausgedehnt war. Die breiten Verwitterungsdecken sind hier der Abtragung zum Opfer gefallen und nur die Wurzeln, die an den herzynischen Spalten weiter in die Tiefe reichten, sind erhalten geblieben. Die tertiäre Abtragung muß also einen ansehnlichen Betrag erreicht haben.

3. Da die erhalten gebliebenen Tertiärreste auf beiden Flügeln der Verwerfung in etwa gleicher Höhe liegen, müssen jüngere Bewegungen in diesem Teil der Störungszone nicht ausgelöst worden sein. Auch heute noch geht die Oberfläche ohne jeden Niveauunterschied über die Bruchzone hinweg, wie man besonders gut von den Anhöhen unmittelbar nördlich von Eisenberg übersehen kann (Taf. I, Abb. 1).

2. Die Tertiärablagerungen südlich von Eisenberg

Die tertiären Ablagerungen, die unmittelbar über der alten kaolinisierten Landoberfläche liegen, sind hier besonders in zwei Gebieten erhalten geblieben: Südwestlich von Eisenberg bei Saasa und Friedrichstanneck, und südlich bei Tautenhayn.

---

[1]) Während der Drucklegung konnte ich bei einer erneuten Begehung feststellen, daß auf dem mittleren Buntsandstein konkordant Röt steil einfällt, daß also hier keine Verwerfung, sondern eine Flexur vorliegt. Weiterhin folgt erst Muschelkalk.

Die besten Aufschlüsse sind südlich von Friedrichstanneck geschaffen worden, wo die Ablagerungen in großen Kiesgruben abgebaut werden. Abb. 6 zeigt die Wand der Kiesgrube nördlich der Sommerfrische „Waldschlößchen", unmittelbar östlich an der Straße, die von Eisenberg nach Kloster Lausnitz führt. Hier liegt ganz oben Diluvium in 1—1,5 m Mächtigkeit, das reichlich Quarzgeschiebe führt, aber leicht an seiner Feuersteinführung und an



Abb. 6. Braune Kiese und Sande mit weißen Tonlinsen.

den eingestreuten Stücken von Buntsandstein erkannt werden kann. Darunter liegt das Tertiär. Es setzt sich aus drei verschiedenen Gesteinen zusammen.

1. Kies. Dieser ist durch Eisenhydroxyd braun gefärbt. Er setzt sich aus Geröllen zusammen, die durchschnittlich faustgroß sind und fast ausschließlich aus Milchquarz bestehen. Ganz vereinzelt finden sich dazwischen Gerölle von Kieselschiefer. Das Bindemittel ist sandig oder lehmig. Die Gerölle stammen aus dem ostthüringischen Schiefergebirge.

2. Sand. Die Sande dürften zum großen Teil auf Buntsandstein zurückzuführen sein. Sie sind ebenfalls braun gefärbt. Wo sie tonig werden, sind die Farben heller.

3. Ton. Der Ton ist meist fett und rein weiß.

Diese drei nach ihrer Korngröße leicht zu trennenden Sedimente liegen in buntem Wechsel über- und nebeneinander. Sie schwellen rasch zu größerer Mächtigkeit an und keilen ebenso rasch aus. Sehr häufig ist Diagonalschichtung. Es sind typische, in fließendem Wasser gebildete Sedimente, in denen das Trümmermaterial nach der Korngröße aufbereitet worden ist. Die groben Bestandteile sind vom Schiefergebirge hergebracht worden. Es sind die Reste derjenigen Gesteine, die der tiefgründigen Verwitterung allein Widerstand zu leisten vermochten: Gangquarz und Kieselschiefer. Alle übrigen Gesteine, die im Schiefergebirge eine ungleich größere Verbreitung besitzen, fehlen, obwohl sie in den diluvialen Kiesen sehr häufig vorkommen. Sie sind in zersetztem Zustand umgelagert worden und lieferten wohl einen Teil der Tone und Sande. Zum großen Teil stammen diese aber aus dem Buntsandstein. Die Kaolinisierung ist älter als die tertiären Sedimente; denn der Buntsandstein ist in kaolinisiertem Zustand abgetragen und auf natürlichem Wege ausgeschlämmt worden. Er wurde dabei getrennt in mehr oder weniger tonarmen Sand und Kaolin. Den fetten, blendend weißen Kaolinmassen, die in größeren Bänken, Linsen oder kleineren gerollten Brocken den gröberen Sedimenten eingeschaltet sind, fehlt jede Spur von Sand. Die Braunfärbung der Kiese und Sande spricht nicht dagegen, denn sie ist erst später erfolgt. Sie beschränkt sich auf die wasserdurchlässigen Sedimente, tritt in den stark tonigen Sanden zurück und fehlt den Tonen ganz. Den braunen Sanden sind oft runde Gebilde mit einer etwa 0,5 cm dicken Rinde aus Brauneisen eingelagert. Zerschlägt man diese, so findet man im Innern oft Kaolin. Einzelne Kaolingerölle, die im Sand eingebettet sind, waren wasserundurchlässig, und während das Grundwasser die Sande und Kiese bräunte, wurde hier das Eisenoxydhydrat an der undurchlässigen Oberfläche als Kruste ausgeschieden.

In den Kiesgruben westlich der Straße und bei Saasa kehrt immer das gleiche Bild wieder. Stellenweise sind die Kiese durch Eisenoxyd zu festen Bänken verkittet. Auch hier fallen oft die faust- bis kopfgroßen, vorzüglich ausgeschlämmten, knetbaren

weißen Kaolingerölle auf. Nur in den nördlichsten Gruben wurden sie nicht beobachtet; diese liegen ganz auf Röt. Der reiche Tongehalt der Kiese ist wohl ebenfalls auf die Nähe des oberen Buntsandsteins, dessen liegende Schichtgrenze unter der Kiesdecke ausstreicht, zurückzuführen. Wie stark auch bei ihm die chemische Verwitterung gewirkt hat, läßt sich in der Ziegeleigrube studieren, die sich westlich der von Eisenberg nach dem Mühltal (Richtung Walkmühle) führenden Straße befindet. Wann die in den Tonen liegenden Sphärosideritkonkretionen entstanden sind, bleibt eine offene Frage.

Die völlig auf mittlerem Buntsandstein liegenden Kiese sind arm an Ton. Das drängt sich besonders auf, wenn man mit den eben beschriebenen Aufschlüssen die Profile von Tautenhayn vergleicht. Die Kiesgruben befinden sich unmittelbar südlich vom Ort, nördlich und südlich der nach Köstritz führenden Straße. Das Bindemittel der Kiese ist vorwiegend feinsandig. Die Braunfärbung nimmt nach unten ab und erweist sich somit deutlich als sekundär. Die fetten, weißen Tonlinsen werden 6 m lang. Auch in ganz dünnen Linsen bleibt der Ton rein weiß. Wo er sandig wird, nimmt er je nach dem Sandgehalt mehr oder minder intensive braune Farbtöne an. Zuweilen liegen sandige und fette, 1—2 cm mächtige Bänkchen in vielfacher Wechsellagerung übereinander. Das Profil erscheint dann weiß und gelb gebändert. —

Südlich von Saasa ist das Tertiär auf einer Fläche ausgebreitet, die mehr als 2 qkm umfaßt. Es liegt auf der Höhe des Kiesberges, Eichberges und Fuchsberges und bildet eine zusammenhängende Decke, die durch die Erosion am Rand gelappt erscheint. Da es sich im wesentlichen aus Sand und Kies, also aus wasserdurchlässigen Sedimenten, zusammensetzt, und da der Buntsandstein oberflächlich kaolinisiert ist und das Wasser staut, verhalten sich die Kiese als Wasserträger und ihre Auflagerungsfläche durchweg als Quellhorizont. Die Auflagerungsfläche ist nun nach NO schwach geneigt, und hier treten die Quellen aus. Im Wald bei Friedrichstanneck sind zahlreiche Wasserrisse in dem weißen, tonigen Buntsandstein entstanden, die man bis an die Tertiärgrenze verfolgen kann, wo das Wasser zum Vorschein kommt. Dieser Quellhorizont ist für die Wasserversorgung der Ortschaften von Wichtigkeit. An mehreren Stellen sind Anlagen für Wasserleitungen in ihnen geschaffen worden. —

Ganz ähnlich wie in der Umgebung von Eisenberg verhalten sich auch sonst die tertiären Sedimente im Bereich der Hochfläche.

Nördlich von Bürgel (zwischen Mertendorf und Rockau) sind Kiese, Sande und Tone als größere zusammenhängende Decke erhalten geblieben. Hier erreichen die Tone besonders große Verbreitung und Mächtigkeit. Sie sind gut ausgeschlämmt, fast weiß mit hellgelben Wolken und liefern ein ausgezeichnetes Rohmaterial für die Töpferindustrie, die in Bürgel ihren Sitz hat. Obwohl die Unterlage von Muschelkalk gebildet wird, sind die Tone frei von Kalk. Ton und Sand sind größtenteils als umgelagerter kaolinisierter Buntsandstein aufzufassen. An der Straße von Wetzdorf nach Frauenpriesnitz sind die Kiese mehrfach erschlossen. Auch hier verhalten sie sich durchweg als Wasserträger, wie die Wasserbassins der Gemeinden schon äußerlich kennzeichnen. Nordwestlich von Wetzdorf lassen die in den alten Kiesgruben entstandenen Tümpel den Grundwasserspiegel leicht erkennen. Obwohl die Kiese auf Muschelkalk liegen, fehlen Muschelkalkgerölle durchaus. Buntsandstein kommt dagegen vor, die Gerölle treten jedoch an Zahl hinter Quarz und Kieselschiefer zurück. Ihre Feldspäte sind kaolinisiert. Es sind also bei der Bildung unserer Sedimente Verwitterungsdecken abgetragen worden, in denen der Buntsandstein kaolinisiert, der Muschelkalk tiefgründig vertont und seines Kalkgehaltes beraubt war. Die Verwitterungsdecken müssen älter sein als die tertiären Sedimente.

Alle bisherigen Beobachtungen wiederholen sich in den Tertiärvorkommen nördlich (Tierschneck-Graitschen; alle umliegenden Ortschaften werden von hier mit Wasser versorgt) und östlich von dem behandelten Gebiet. Da sie nichts wesentlich Neues bieten, kann auf eine Beschreibung verzichtet werden.

3. Die Umgebung von Osterfeld

a) Aufschlüsse östlich von Osterfeld

Einiges Neue bieten wieder die Kiesgruben bei Osterfeld. Südlich und südwestlich vom Schießhaus sind schichtweise gelb und rotbraun gefärbte Sande und Kiese aufgeschlossen. Der Sand erweist sich als umgelagerter Buntsandstein. Die Gerölle bestehen fast nur aus Quarz und erreichen bedeutende Größe. Einzelne Stücke von ganz mürbem Buntsandstein finden sich eingestreut. Rasch auskeilende Schmitzen eines stark tonigen Sandes sind noch blendend weiß.

Beim Anlegen des Platzes an der Turnhalle sind feste, durch Kieselsäure verkittete Quarzkonglomerate abgedeckt worden, die eine Bank bilden. Sie kommen an dem Abhang nördlich vom Schießhaus im Wald zum Ausstrich. Besonders gut sind sie aber in den Kiesgruben am Schäfersberg aufgeschlossen. Hier ist der Kies äußerst grobkörnig. Auch die seltenen Kieselschieferbrocken erreichen Durchmesser von 15 cm. An dieser Stelle häuft sich besonders das Lokalmaterial. Einzelne Buntsandsteinstücken treten zwar zurück. Um so mehr überwiegt aufgearbeiteter Buntsandstein. Die Sande,



Abb. 7. Konglomeratischer Knollenstein.

die als Füllmasse der Kiese oder in mächtigen, selbständigen Bänken auftreten, sind rundkörnig und ihre Korngröße entspricht ganz der des Ursprungsgesteins. Wo sie verkittet sind, können sie im Handstück nur schwer von Buntsandstein unterschieden werden.

Die Verkittung erreicht hier einen hohen Betrag. Sand und Kies sind bankweise zu Knollenstein verfestigt. Die Bänke haben die Form flacher Linsen, erreichen bis 3 m Mächtigkeit, erstrecken sich auf 10—15 m Länge und keilen dann rasch aus, setzen aber in ungefähr gleichem Horizont (im oberen Teil der Kiesgrube)

wieder ein. Sie folgen der Schichtung und können in einzelne Linsen aufgelöst sein. Ober- und Unterkante sind sehr scharf. Die Verkieselung hat nicht an den Grenzen verschiedener Körnigkeit Halt gemacht, sondern Sande und grobe Kiese sind gleichmäßig ergriffen und zu gemeinsamen Bänken verkittet worden (Abb. 7). Durch die Gewinnung des Kieses werden die mächtigen Bänke unterhöhlt, stürzen schließlich ab und häufen sich auf der Sohle der Grube regellos auf (Abb. 8). — Solche Bänke sind in den Kiesen noch weit nach S zu verfolgen (Teufelsstein bei Waldau).



Abb. 8. Knollenstein im Kies.

In Dünnschliffen des konglomeratischen Knollensteins erkennt man, daß sich an die Quarzgerölle häufig zuerst Lagen anlegen, die nach den kristallographischen Achsen des Gerölls weiterwachsen und sich mit ihm optisch gleich verhalten. Im übrigen wird das Bindemittel von einem Mosaik kleiner unregelmäßig, begrenzter Quarze gebildet. Bezüglich der weiteren Beschaffenheit verweise ich auf die Arbeiten von Plank[1]), Schubel[2]) und Gäbert[3]).

[1]) Petrographische Studien über tertiäre Sandsteine und Quarzite. Dissertation Gießen 1910.

[2]) Über Knollensteine und verwandte tertiäre Verkieselungen. Dissertation Halle 1911.

[3]) Braunkohlenquarzite (Knollensteine) und ihre technische Verwendung. Jahrbuch des Halleschen Verbandes, Bd. 3, Lieferung 2.

b) Der Osterfelder Flammenton

An der Roten Mühle bei Osterfeld steht ein Ton an, der in seinem Aussehen völlig dem Posener Flammenton gleicht. Der Ton wird zu Zwecken der keramischen Industrie abgebaut. Bei meinen Besuchen (1922) war folgendes Profil (siehe auch Abb. 9) aufgeschlossen:



Abb. 9. Der Osterfelder Flammenton. a) Flammenton. b) Weißer Ton. c) Tertiärer Kies und Sand. d) Diluvium.

Bis 2 m:	Diluvium und Ackerboden.
Etwa 5 m:	Weiße Feinsande, wechsellagernd mit weißen Kiesen, diagonal geschichtet. Einige Lagen rostbraun gefärbt. Die Gerölle bestehen aus Quarz und wenig Kieselschiefer.
1,40 m:	Fast weißer Ton.

10 m: (nur soweit aufgeschlossen; an der tiefsten Stelle war das Liegende noch nicht erreicht). Fetter roter Ton mit zahlreichen Flammen und Schmitzen eines fast weißen Tones. Diese Schichten werden nach der Tiefe glimmerreich. Solche Stellen waren zwar nicht mehr zugänglich, doch waren noch Proben vorhanden, die ich von der Betriebsleitung erhielt. In noch größerer Tiefe soll das Material wieder besser werden; doch hat wegen starken Wasserzudranges dort noch kein Abbau stattgefunden.

Die Herkunft des fast weißen Tones ist leicht verständlich. Es handelt sich um kaolinisierten und umgelagerten Buntsandstein. Der Buntsandstein steht ja in diesem Zustand noch heute unmittelbar nördlich von Osterfeld an und wird in den Tongruben der Schamottefabrik von H. Stendel ausgebeutet. Die Grenze des weißen Tones gegen den Flammenton im Liegenden ist leicht gewellt, aber sonst äußerst scharf (siehe Abb. 9). Im oberen Teil des Flammentons können einige größere Stücke des weißen Tones liegen[1]).

Tabelle 2

	Osterfelder Flammenton	Posener Ton Elgiszewo Bl. Schrewen	Posener Ton Wronke Provinz Posen	Posener Ton Ellersbruch bei Gollub
Kieselsäure	58,9	57,8	72,1	54,0
Tonerde	26,65	23,0	12,9	23,7
Eisenoxyd	4,05	4,6	3,2	5,9
		einschl. Manganoxyd		
Kalkerde	0,14	1,8	0,6	1,3
Magnesia	0,04	1,3	0,7	1,0
Kali	2,90	Spur	2,1	0,7
Natron	0,55	0,2	1,1	0,6
Schwefelsäure	—	0,61	Spur	0,26
Phosphorsäure	—	Spur	0,24	0,02
Kohlensäure	—	0,65	Spur	0,06
Hygroskopisches Wasser	7,6	5,0	3,1	5,2
Sonstigen Glühverlust	—	5,1	3,6	7,2

[1]) Bei einer während der Drucklegung (1923) erfolgten Begehung hatten in dem nach N bedentend vergrößerten Abban die weißen Bestandteile des Tones zu Gunsten der roten Masse stark abgenommen.

Die Entstehung des Flammentones ist eine nicht ohne weiteres zu lösende Frage. Zunächst soll untersucht werden, ob Beziehungen zum Posener Flammenton bestehen. Zu diesem Zweck ist auf Tab. 2 (S. 17) eine Analyse des Osterfelder Tones[1]) mit Analysen des Posener Tones[2]) zusammengestellt worden. Beim Vergleich ergibt sich, daß die Verschiedenheiten gering sind. Der Gehalt an Kali und Natron, der beim Posener Ton stark schwankt, hält sich beim Osterfelder Ton etwa in der Größenordnung von dessen Maximalwerten. Der Gehalt an Kalk und Magnesia ist beim Posener Ton höher. Doch ist die geringe Anreicherung auf Sedimentationsvorgänge zurückzuführen (Jentzsch, a. a. O., S. 199), nicht auf die Zusammensetzung des zugeführten Tonschlammes. Im übrigen lassen sich die Analysen recht gut miteinander vergleichen, und es läßt sich wohl daraus schließen, daß trotz der zeitlichen Differenz die Gesteine, aus deren Umlagerung die Tone entstanden sind, ähnlichen Verwitterungsfaktoren ausgesetzt waren.

Tabelle 3

	Roter Osterfelder Ton	Weißer Osterfelder Ton	Kaolin, aus Buntsandstein geschlämmt, Eisenberg
SiO_2	57,9	62,4	55,00
Al_2O_3	24,5	25,59	28,80
Fe_2O_3	6,6	1,31	1,46
CaO	0,2	0,2	0,52
MgO	0,17	0,15	2,00
K_2O	2,85	3,07	3,93
Na_2O	0,80	0,34	1,25
H_2O	7,72	7,5	6,97
Summe	100,74	100,56	99,93

[1]) Diese und die folgenden Analysen wurden von Herrn Dr. Wienert (Mineralogisches Institut der Universität Halle) angefertigt. Er bemerkt dazu: „Die Summenwerte, die höher als 100 sind, werden z. T. durch die gesamte Bestimmung des Fe als Ferrioxyd hervorgerufen, obwohl wahrscheinlich etwas Ferrooxyd vorhanden ist." — Herrn Dr. Wienert, wie dem Direktor des Institutes, Herrn Professor Dr. von Wolff, spreche ich auch hier meinen besten Dank aus.

[2]) Nach A. Jentzsch, Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1910, 1, S. 199. Der Posener Ton ist auch in einer leider noch nicht veröffentlichten Arbeit von A. Wunschik behandelt worden. (Diss. Halle a. d. S., 1920.)

Ein Vergleich zwischen den weißen und roten Teilen des Osterfelder Flammentones wird durch Tabelle 3 ermöglicht. Es geht daraus klar hervor, daß sich die roten Partien lediglich durch einen höheren Eisengehalt unterscheiden, daß aber im übrigen der Flammenton eine völlig einheitliche Masse darstellt. Die Tabelle zeigt aber noch mehr. Die bereits oben angeführten Tonanalysen, die Weiß aus geschlämmtem kaolinisiertem Buntsandstein von Eisenberg gewonnen hat, zeigen eine weitgehende Übereinstimmung mit der Analyse der weißen Partie des Osterfelder Tons. Das etwas abweichende Mengenverhältnis zwischen Kieselsäure und Tonerde erklärt sich leicht daraus, daß die mechanische Trennung des Quarzes in der Natur nicht ganz so vollständig erfolgt ist, wie beim Schlämmen im Laboratorium. Aus dem Vergleich geht hervor, daß der weiße Anteil des Flammentons auf kaolinisierten Buntsandstein zurückzuführen ist. Er unterscheidet sich demnach in keiner Weise von den hellen Tonen, die dem Tertiär Thüringens so oft eingeschaltet sind.

Tabelle 4

	Osterfelder Flammenton. Glimmerreiche, tiefe Fazies	Rote Partie des Osterfelder Flammentones	Letten aus mittl. Buntsandstein. Südlich von Bürgel	Dieselben Letten, geschlämmt. Südlich von Bürgel	Letten aus unterem Buntsandstein. Gr.-Peterwitz
SiO_2	59,6	57,9	56,5	53,05	55,23
Al_2O_3 . . .	23,6	24,5	20,17	23,92	21,81
Fe_2O_3 . . .	5,5	6,6	7,93	7,55	7,49
CaO	0,07	0,2	0,2	0,27	0,6
MgO	0,09	0,17	2,05	1,05	1,04
K_2O	2,70	2,85	5,65	5,6	5,02
Na_2O	0,85	0,80	0,9	0,62	0,75
H_2O	7,5	7,72	7,5	8,9	8,5
Summe	99,91	100,74	100,90	100,96	100,44

Wie erklärt sich nun der höhere Eisengehalt der roten Partien? Zunächst ist sicher, daß der Eisengehalt dem Flammenton von vornherein eigentümlich ist. Eine nachträgliche Zuführung kann nicht erfolgt sein, weil überall die Tone und tonigen Sande bei einer späteren Durchtränkung der Schichtenfolge mit eisenhaltigen Wässern weiß bezw. hell geblieben sind, und weil bei dem

mit deutlicher Schichtgrenze über dem Flammenton folgenden weißen Ton jede Rotfärbung fehlt. Auch die hangenden Kiese sind gerade hier nur wenig mit Eisenlösungen getränkt worden.

Wenn die weißen Partien des Flammentones aus umgelagertem Buntsandsein bestehen, so läßt sich für die roten Teile eine ähnliche Herkunft vermuten. Auf Tabelle 4 sind Analysen des roten Tones mit Analysen von frischen, roten Buntsandsteinletten zusammengestellt worden. Auch hier läßt sich eine weitgehende Übereinstimmung nachweisen. Ich sehe deshalb auch in den roten Partien umgelagerten Buntsandstein, der vielleicht aus der Übergangszone vom kaolinisierten zum frischen Gestein stammt. Die färbenden Eisenverbindungen sind erst in geringem Maße entführt. Daß auch in völlig kaolinisiertem, schneeweißem Buntsandstein rote Bänke auftreten können, zeigen die Aufschlüsse der Gruben Kempf & Co. und der Gösener Tonwerke bei Eisenberg. Die tiefroten, ziemlich mächtigen Lagen folgen im Fallen und Streichen völlig den weißen, an Masse weit überwiegenden Bänken, denen sie eingelagert sind. In ihrem Reichtum an weißem Glimmer gleichen sie völlig den tieferen Teilen des Osterfelder Flammentones. Solche nur geringmächtigen tonigen Zwischenmittel beobachtete O. v. Linstow[1]) auch bei Steinheid und erklärt sie damit, daß in den Bänken die Feldspäte von vornherein gefehlt haben, die kaolinisiert werden konnten Zweifellos sind die roten Bänke geeignet, auf die Entstehung des Flammentones Licht zu werfen.

Die Verteilung von rotem und weißem Material würde nach diesen Vorstellungen auf einer mechanischen Mischung beider Substanzen miteinander beruhen. Dem entspricht völlig die Struktur des Gesteins. Auch wo sehr kleine, verschiedenfarbige Teile aneinander grenzen, ist die Grenze, selbst unter der Lupe, sehr scharf. Der weiße Ton zieht in Gestalt kleiner und großer, vielfach zerschlitzter, aber stets scharf abgesetzter Fetzen durch den roten Ton hindurch. Demnach stelle ich mir die Entstehung des Osterfelder Flammentones so vor, daß im Wasser aufgeweichter, roter und weißer Ton des Buntsandsteins auf mechanischem Wege durchmischt und unter Wasser (oder als Fließboden?) abgelagert worden ist.

---

[1]) Die geologischen Verhältnisse von Bitterfeld und Umgebung usw. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXXII, 1912, S. 777.

4. Das Gebiet westlich von Zeitz

Bei Zeitz beginnt die zusammenhängende Decke der Braunkohle, die sich nach Norden und Osten weit ausdehnt. Hier am Rand der Flözdecke ist mehrfach Gelegenheit gegeben, die tertiären Sedimente mit der Braunkohle im Hangenden in einem Aufschluß zu studieren. Am besten sind hierzu die Kiesgruben nördlich von Grana (unmittelbar westlich von Zeitz) geeignet. In der südlichen, in Betrieb befindlichen großen Kiesgrube (Grube Morenz) waren im September 1922 im liegenden Teil Kiese 8—9 m mächtig aufgeschlossen, darüber folgte Feinsand, der nach N auskeilte und durch seinen hangenden, infolgedessen nach N an Mächtigkeit ständig zunehmenden Ton ersetzt wurde. Jenseits des am Nordrand der Grube entlangführenden Weges wird in der Kiesgrube Fickenscher das Profil nach dem Hangenden fortgesetzt. Über dem Ton erscheint das Braunkohlenflöz, das ungefähr am Weg einsetzen muß, nach N an Mächtigkeit allmählich zunimmt und nach dieser Richtung flach einfällt. Es wird überdeckt von Sanden. Über der ganzen Schichtenfolge liegt diskordant das Diluvium.

Die Nordwand der Grube Fickenscher (Abb. 10) zeigt die Sedimente in ihrer Gesamtheit übereinander. Die liegenden Kiese

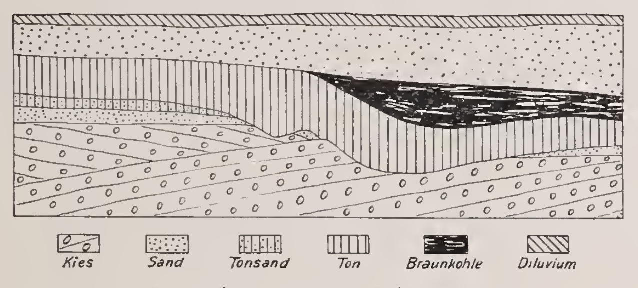


Abb. 10.

sind weiß mit nur wenigen Rostfahnen und, wie immer, diagonal geschichtet. Im Kies liegen einige feine, weiße Sandbänke. Das Material ist nach seiner Korngröße ausgezeichnet sortiert. Der schneeweiße feine Sand im Hangenden des Kieses („scharfer Sand") stammt aus dem Buntsandstein, besitzt außerordentlich gleichmäßiges Korn und hohe Qualität. Innere Diskordanzen bringen die teilweise Zerstörung von Sand und Kies vor Ablagerung des Tones in den Vertiefungen zum Ausdruck. Der Tonsand zeigt

Wurzelröhren. Die untersten Lagen des fetten weißen Tones sind durch eingelagerte Pflanzenreste dünn geschichtet und gebändert. Die beginnende Kohlenbildung setzt sich im westlichen Teil des Profils als gelbes Band im Ton fort. Das Profil zeigt mit großer Deutlichkeit, daß bereits vor Ablagerung der Braunkohle eine mechanische Trennung des Buntsandsteins in Feinsand und Kaolin erfolgt ist, daß also die Kaolinisierung älter sein muß als die Braunkohle. —

Ohne das hangende Braunkohlenflöz, das schon weiter nördlich sein Ende erreicht, sind dieselben Sedimente südlich von Naethern aufgeschlossen. Auch hier nimmt im allgemeinen die Korngröße nach dem Hangenden hin ab. Das Profil lautet:

Weißer, fetter Ton.
Weißer Feinsand.
Kies.

Im Deckgebirge liegen große Stücken von Braunkohlenquarzit. Er ist sehr feinkörnig und wird gesammelt. Als durchgehende, 1,25 m mächtige Bank soll das Gestein durch einen Schurf weiter südlich freigelegt gewesen sein. —

Ähnliche Profile wiederholen sich im Braunkohlenrevier noch oft. Nur ein Aufschluß soll noch angeführt werden, um die Übereinstimmung der Sedimente zu zeigen. In einer Kiesgrube westlich von Deuben (Straße Trebnitz—Teuchern) ist folgendes Profil aufgeschlossen gewesen (10. IX. 22):

Deckgebirge.
Braunkohle (am Hang erschürft. Ihr unmittelbar Liegendes war verwachsen).
2,00 m: Weißer, etwas sandiger Ton.
1,00 m: Weißer, feiner, kaolinreicher Sand. Zweifellos umgelagerter kaolinisierter Buntsandstein. Der Übergang zum Ton vollzieht sich allmählich.
5,00 m (bis zur Sohle): Weißer Kies mit Feinsand als Bindemittel.

5. Das Tertiär der Harthe nordwestlich von Zwickau

Die ausgedehnten Tertiärablagerungen dieses Gebietes sind am besten auf der Hochfläche südwestlich von Mosel aufgeschlossen[1]).

[1]) Auf die Aufschlüsse hat mich Herr Dr. Gäbert freundlichst aufmerksam gemacht.

Hier werden die Kiese und Sande vom Erzgebirgischen Steinkohlenbauverein als Bergeversatz für die Zwickauer Steinkohlengruben abgebaut und die Feinsande und Tone gleichzeitig der einschlägigen Industrie zugeführt. Durch den umfangreichen Baggerbetrieb sind riesige Aufschlüsse geschaffen worden, wobei auch ein kleines Braunkohlenflöz freigelegt wurde. Die tiefste Sohle des Tagebaus reicht bis zum Grundwasserspiegel. Am Nordstoß war am 15. IX. 22 folgendes Profil aufgeschlossen:

Ton, Sand und feiner Kies in großer Mächtigkeit, letzterer vorzüglich aus Quarz zusammengesetzt, gut ausgeschlämmt, fast ohne Ton, aber sehr sandig. Der Ton weiß und frei von Sand, in Form von Linsen. Die Kiese sind im Gegensatz zu den liegenden Kiesen stark gebräunt.

0,00—1,00 m: Sehr grober Kies.
0,10—0,35 m: Kohle. Das schwache Flözchen hält auf mehrere hundert Meter durch und keilt nach W aus.
0,15 m: Brauner Ton mit Kohleneinschlüssen.
0,40 m: „Putzstein“, weich, allmählich übergehend in
0,40 m: „Putzstein“, eine feste Bank bildend, allmählich übergehend in
1,00—2,00 m: „Putzstein“, weicher. Dieser geht über in
1,00—1,50 m: tonigen Sand, der weiß gefärbt ist.
0,80 m: Weißer Ton.

Kies in großer Mächtigkeit, weiß mit wenigen Rostfahnen. Der obere Teil des Kieses wird nach Westen, wo das Kohlenflöz auskeilt, zu einer bald an Mächtigkeit zunehmenden Tonbank, in der zahlreiche feine Kohlenschmitzen in tieferem Horizont liegen.

Der „Putzstein“ der Arbeiter ist ein weißes, lößähnliches, aber meist festeres Gestein, welches in trockenem Zustand in spröde, kantige Stücken bricht, die sich aber zwischen den Fingern zerreiben lassen. In Wasser geworfen, saugt es sich unter Brausen begierig voll und wird dabei zu einem dünnflüssigen Brei. Von den Wänden des Tagebaus tropft es nach Regenfällen herab und bildet traubenförmige Stalaktiten, die beim Trocknen wieder verhärten. Unter dem Mikroskop erweist sich die Masse als ein außerordentlich feines Quarzsandgestein, in dem einzelne größere Quarzkörner als Einsprenglinge liegen.

Das Material der Schichtenfolge stammt sicher zum Teil aus dem Schiefergebirge, zum großen Teil aber aus dem Rotliegenden des erzgebirgischen Beckens. Die Kaolinisierung muß vor der Ablagerung erfolgt sein, auch hier liegen umgelagerte Kaolin-Verwitterungsdecken vor. Es beweisen das:

1. Die Kiese. Sie setzen sich vorwiegend aus Quarz, daneben aus Kieselschiefer zusammen, also aus denjenigen Gesteinen, die allein bei der Kaolinisierung übrig bleiben.

2. Die übrigen Sedimente. Die anstehenden Verwitterungsdecken wurden durch einen natürlichen Aufbereitungsprozeß ausgeschlämmt, wobei nach Abtrennung der groben Kiesgerölle auch Feinsande und Kaolintone ausgesondert wurden.

Die Kaolinisierung kann nicht durch die Braunkohle erfolgt sein, da solche Sedimente bereits unter dem Flöz liegen.

III. Die prätertiäre Landoberfläche

1. Die Kaolinisierung

Das Problem der Kaolinisierung ist schon oft Gegenstand eingehender Betrachtungen gewesen, ohne daß man von einer Lösung sprechen kann. Der erste, der von einer höheren Warte aus an die Fragen herantrat, war Wüst[1]). Bis zu Wüst war die Ansicht noch weit verbreitet, daß die Kaoline ausschließlich pneumatolytischer Entstehung sind. Wenn das auch für manche Vorkommen seine Gültigkeit hat, so widerspricht dem schon die flächenhafte Ausdehnung der meisten Lagerstätten. Wüst hat bewiesen, daß die Kaoline an die alte Landoberfläche gebunden sind, auf der die Tertiärsedimente aufliegen, und daß bei solchen Gesteinen, aus denen kein Reinkaolin entstehen konnte, wenigstens eine Vertonung und Bleicherdebildung eingetreten ist. Wüsts Anschauungen werden gestützt durch die wertvollen Untersuchungen Selles[2]).

Welche Faktoren haben nun die Kaolinisierung bewirkt? Wüst vertritt die Ansicht, daß schon vor Ablagerung des Tertiärs die anstehenden Gesteine kaolinisiert sein müssen, daß aber unter dem Einfluß der bei der Bildung der Braunkohlen entstehen-

[1]) Die Entstehung der Kaolinerden der Gegend von Halle a. S. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1907, S. 19—23.

[2]) Über Verwitterung und Kaolinbildung Hallescher Quarzporphyre. Zeitschr. für Naturwissenschaften (Halle a. S.), Bd. 79 (1907).

den Humuswässer die Kaolinisierung weitergegangen ist. Auch Stremme[1]) zieht Moorwässer als Ursache der Kaolinbildung heran, bemerkt aber ausdrücklich, daß er „dieses Resultat durchaus nicht auf alle flächenhaft ausgebreiteten Kaolinlager“ verallgemeinert. Mit den von beiden Autoren gebrauchten Einschränkungen kann man ihnen ohne weiteres folgen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß Gesteine unter Moorbedeckung zu Bleicherde zersetzt werden, und es läßt sich ebensowenig bezweifeln, daß unter Braunkohlenlagerstätten anstehende Gesteine gebleicht werden konnten, soweit sie im Wirkungsbereich der Braunkohlenmoore lagen. Dabei wird, wie Stahl[2]) hervorhebt, eine Einwirkung auf die senkrecht unter dem Tertiär liegenden anstehenden Gesteine nicht immer möglich gewesen sein, da meist mächtige Sedimente, und zum großen Teil wasserstauende Sedimente, dazwischen liegen. Die Bleicherden bildeten sich durch Braunkohlenmoorwässer vor allem da, wo das Flöz über den Rand der liegenden Sedimente hinweggriff und unmittelbar auf dem festen Gestein aufruhte. Solche Fälle gehören aber zu den Ausnahmen. Fast überall reicht die Verbreitung der liegenden Sedimente weiter als die Verbreitung der Flöze.

In neuester Zeit hat auch Richard Lang[3]) die Frage angeschnitten. Er schließt sich den Gedankengängen seiner Vorgänger, besonders Wüsts und Stremmes im Prinzip[4]) ziemlich eng an, läßt aber deren berechtigte Einschränkungen fallen und verallgemeinert ihre Resultate. Nach ihm sind alle unsere Kaolindecken durch die Wirkung der den Braunkohlenmooren entfließenden Wässer entstanden. Für Thüringen gilt dieser einseitige Standpunkt zweifellos nicht. Zu dieser Überzeugung wird jeder kommen, der die Profile im Gelände wirklich studiert hat. Schon Barnitzke[5]) hat gegen eine Verallgemeinerung der Entstehung durch Braunkohlenmoorwässer beachtenswerte Einwände erhoben. Er weist auf die Kapseltone im Liegenden der Braunkohle hin,

---

[1]) Über Kaolinbildung. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1908, S. 122—128 und S. 443—445 (Entgegnung).

[2]) Die Verbreitung der Kaolinlagerstätten in Deutschland. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 12.

[3]) Die Entstehung von Braunkohle und Kaolin im Tertiär Mitteldeutschlands. Jahrb. des Halleschen Verbandes, Bd. 2, S. 65—92.

[4]) Die Frage, in welcher Weise die Einwirkung der Braunkohlenmoore chemisch zu erklären wäre, braucht hier nicht angeschnitten zu werden.

[5]) Über das Vorkommen der Porzellanerde bei Meißen und Halle a. S. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1909.

die „das Vorhandensein primärer Kaolinlager schon vor der Braunkohlenzeit beweisen“. Manche liegende Sande setzen sich aus Quarzdihexaedern zusammen, die nur durch Umlagerung kaolinisierter Porphyre entstanden sein können. Alles das spricht dafür, „daß die Kaolinlagerstätten vor der Periode der Braunkohlenbildung eine zeitlang fertig an der Tagesoberfläche angestanden haben müssen“. Über diese von Barnitzke angeführten Tatsachen geht Lang ohne Gegenargumente schnell hinweg, indem er sagt: „Barnitzke polemisiert zu Unrecht gegen die Auffassung, daß die liegenden Kaolintone von den Braunkohlenwässern beeinflußt worden seien (N. B.: Es folgen zwei Sätze aus Barnitzkes Arbeit). Barnitzke kommt also in genetischer Beziehung zu einem mehr oder weniger negativen Resultat.“ Die Auffassung Barnitzkes hat auch Etzold[1]) in bezug auf die sächsischen Kaolinvorkommen vertreten. Er schreibt: „Wenn anderseits den einstigen Braunkohlenmooren und deren Wässern die Hauptrolle bei der Kaolinbildung zugeschrieben wird, so mag sich der Beobachter einzelner Aufschlüsse mit dieser Erklärung befriedigt fühlen, wer die Gesamtheit der Kapseltonvorkommnisse einer Gegend überblickt, diesen Kaolinton an primärer Lagerstätte an nie von Braunkohle bedeckt gewesenen Stellen in beträchtlicher Mächtigkeit findet und ihn anderseits unter Braunkohle in bereits umgelagertem Zustande nachweisen kann, der wird für Sachsen der Braunkohle und dem sie liefernden Moor keine erhebliche Bedeutung bei dem Kaolinisierungsprozeß beimessen und diesen Prozeß wahrscheinlich im wesentlichen sogar in voroligozäne Zeit verlegen.“ Gleichzeitig untersucht O. von Linstow[2]) in einer gründlichen Arbeit die Kaolinvorkommen von Bitterfeld mit dem gleichen Resultate: „Gerade das Auftreten dieser tiefsten (N. B.: umgelagerten) Tone, unter denen keine Kohle mehr folgt, zwingt notwendigerweise zu der Ansicht, daß der Kaolinisierungsprozeß zu Beginn der Tertiärzeit im wesentlichen schon beendet gewesen sein muß, nicht erst durch die über den Tonen liegende Braunkohle bezw. ihre Sickerwässer bedingt sein konnte.“

Ich kann für Thüringen Barnitzkes, von Linstows und Etzolds Auffassungen völlig bestätigen. Aus den oben behandelten

[1]) Die Braunkohlenformation Nordwestsachsens. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1912, S. 25.

[2]) Die geologischen Verhältnisse von Bitterfeld und Umgegend. N. Jahrb. f. Min., Beil. Bd. XXXIII, 1912.

Profilen sind die Beweise zu entnehmen. Nur der größeren Klarheit wegen seien alle Punkte nochmals zusammengestellt.

I. Sind die Thüringer Kaolindecken auf Moorwässer der uns bekannten Braunkohlen zurückzuführen? Die Frage kann nur verneint werden; denn:

1. Die Tertiärsedimente liegen auf kaolinisiertem Buntsandstein, der eine unregelmäßig wellige Erosionsoberfläche besitzt, wie sie nur entstehen kann, wenn der Buntsandstein sich während der Abtragung schon in kaolinisiertem Zustande befindet (siehe Abb. 4).

2. Der kaolinisierte Buntsandstein ist bereits vor Bildung der Flöze umgelagert und dabei in seine einzelnen Komponenten zerlegt worden. Es liegen nämlich, aus ihm hervorgegangen, unter der Braunkohle:

a) Weiße ausgeschlämmte Tone in größeren Bänken oder in Linsen, die den gröberen Sedimenten eingelagert sind. Sie sind auf natürlichem Wege in derselben Weise aufbereitet, wie das heute bei der Gewinnung der primären Lagerstätten geschieht.

b) Feine und grobe, oft sehr reine, manchmal auch tonige Sande, die, wenn sie wieder verkittet werden, von Buntsandstein häufig kaum zu unterscheiden sind.

3. Im Bereich des Muschelkalks sind die Sedimente im Liegenden der Flöze, wie überall, frei von Kalk.

4. Auch im Schiefergebirge sind die Gesteine vor Entstehung der Flöze ähnlich verwittert. Unter den Flözen liegen Kiese aus Gangquarz und Kieselschiefer, den Restprodukten einer tiefgehenden Zersetzung, deren Natur schon frühzeitig von Liebe[1]) erkannt worden ist.

5. Nirgends liegt in Thüringen die Braunkohle unmittelbar auf kaolinisiertem Gestein, sondern stets liegen umgelagerte ältere Kaolindecken darunter. Wo in Sachsen die Flöze auf kaolinisiertem Untergrund liegen, da finden sich an anderen Stellen unter dem gleichen Flöz umgelagerte Sedimente, so daß man nur von einem Übergreifen auf früher kaolinisierten Untergrund sprechen kann.

II. Sind die Thüringer Kaolindecken aus Moorwässern älterer, uns nicht bekannter, inzwischen abgetragener Braunkohlenflöze entstanden? Auch diese Frage muß verneint werden; denn:

---

[1]) Erläuterung zu Blatt Waltersdorf-Langenbernsdorf, S. 57.

1. Die Abtragung dieser unbekannten Flöze müßte vor Ablagerung der bekannten Flöze erfolgt sein. Dabei konnte die Braunkohle nicht überall restlos verschwinden, sondern mußte sich stellenweise mit den umgelagerten übrigen Verwitterungsprodukten nicht nur mischen, sondern bei günstigen Bedingungen auch erhalten bleiben, zumal in den Tonen. Es müßte über dem Triasuntergrund stellenweise die neue Schichtenfolge mit Sanden und Tonen beginnen, die durch beigemengte Braunkohle verunreinigt sind. Solche Sedimente treten im Hangenden der Kohle gelegentlich auf. Aber überall beginnt das Tertiär mit weißen Tonen, Kiesen und Sanden, die höchstens später durch eisenoxydhaltige Wässer gebräunt wurden.

2. Wie später noch erörtert werden wird, vollzog sich die Braunkohlenbildung in Senkungsgebieten, die im allgemeinen bis heute Sammelbecken geblieben sind. Sie sind seit ihrer Entstehung bis jetzt Ablagerungsgebiet und haben noch heute annähernd die gleiche Umgrenzung wie früher. Raefler[1]) weist bereits darauf hin, daß häufig der heutige Rand der Kohlenfläche mit dem Rand des Bildungsraumes fast zusammenfällt, und dieser lag von jeher gesetzmäßig. Die älteren, unbekannten Flöze müssen nach denselben Gesetzen in denselben Bildungsräumen, an denselben Stellen entstanden sein. An den zwischen den heutigen Kohlenbecken liegenden Stellen ist es nie zur Kohlenbildung gekommen. Wären also ältere Flöze vorhanden gewesen, so war ihre Zerstörung innerhalb der ständigen Senkungsräume unmöglich.

3. Die große Verbreitung der Kaolindecken müßte uns zur Annahme großer Braunkohlenflächen zwingen, deren restlose Zerstörung unwahrscheinlich ist, auch wenn wir von den unter 2 erörterten Gesichtspunkten absehen.

Damit ergibt sich, daß die Kaolinisierung in Thüringen nicht auf Moorwässer, die den Braunkohlenmooren entstammten, zurückgeführt werden kann. Wenn auch die Entstehung von Kaolin auf solchem Wege möglich erscheint, so spricht doch bei den Lagerstätten Thüringens der geologische Befund dagegen. Wenn wir uns fragen, wie die Kaolindecken entstanden sind, ob durch Pflanzen, die gar nicht erst in Form von Braunkohlenlagern erhalten geblieben, sondern gleich völlig zerlegt

---

[1]) Die Entstehung der Braunkohlenlager zwischen Altenburg und Weißenfels, Dissertation Jena 1911, S. 84.

wurden, oder ob durch rein klimatische Verwitterung ohne Zwischenschaltung der Vegetation, wie das von anderer Seite in Erwägung gezogen wird, so möchte ich die Entscheidung den Fachgenossen überlassen, die den Beweis führen zu können glauben. In diesem Sinne ist das Ergebnis allerdings „negativ“, aber einer Theorie vorzuziehen, deren Verallgemeinerung nicht zutrifft[1]).

Bei dem Kaolinisierungsproblem ist noch ein Umstand beachtenswert: Die Kaolinverwitterung scheint durch die ganze Tertiärzeit anzuhalten. Wenigstens sind alle tertiären Sedimente als umgelagerte Kaolindecken zu deuten. Der Umstand, daß nirgends in den weiten Sammelbecken Gesteine in ihrem ursprünglichen Zustand als Gerölle auftreten (die wenigen kaolinisierten Buntsandsteingerölle finden sich nur da, wo der kurze Transportweg eine Entmischung von Ton und Sand verhinderte), zeigt an, daß die Kaolindecke lückenlos ausgebreitet war. Bei einer Kaolinisierung durch Braunkohlenmoore ist das nicht zu erwarten. Denn zwischen den Braunkohlenbecken gab es ausgedehnte, braunkohlenfreie Gebiete, die, besonders wenn sie höher lagen, auch nicht zum Bereich der Moorwässer gehörten.

Das Alter der Kaolinisierung ergibt sich aus dem Gesagten leicht. Mindestens für einen Teil der Braunkohlen müssen wir eozänes Alter annehmen. Die umgelagerten Sedimente im Liegenden beweisen, daß die Kaolinisierung der Flözbildung weit vorausgeht. Die Entstehung so mächtiger Verwitterungsdecken und ihre Umlagerung erfordert längere Zeiträume, und so reicht

[1]) Während der Drucklegung erscheint wieder ein Artikel von Lang (Allochthonie und Mächtigkeit der Braunkohlenflöze. „Braunkohle“, XXII, Nr. 23), in dem er seine Auffassung nochmals zu verteidigen sucht. Folgendes ist für seine Beweisführung charakteristisch:

„v. Freyberg meint, die Kaolinisierung müsse älter sein als die dortigen Braunkohlen, und er führt zum Beweise an, daß kaolinisierte Sedimente (Ich spreche stets von umgelagerten Kaolindecken. v. F.) die Braunkohlenflöze unterlagern. Mit eben so viel Recht könnte man beweisen, daß die Kaolinisierung jünger sein müsse als die Braunkohlenflöze, da Bleichtone und Bleichsande die Braunkohlenflöze auch überlagern.“

Derartig logischen Erwägungen vermag ich nicht zu folgen.

Weiterhin gibt Lang jedoch zu, daß die Braunkohlenmoore nicht in Frage gezogen werden können. Während er in seiner oben genannten Arbeit noch ausdrücklich dafür eintritt, „daß der Kaolin der Wirkung der diesen Mooren entfließenden Rohhumuswässern seine Entstehung verdankt“, schreibt er jetzt, daß er nicht die Torfe der Tertiärzeit gemeint hat, sondern Rohhumusablagerungen, die immer wieder zerstört worden sind. Ich begrüße diese Annäherung unserer beiden Ansichten.

wahrscheinlich ihr Alter bis in das Senon zurück. Im Obersenon dürfte die Kaolinisierung schon eine bedeutende Ausdehnung erreicht haben.

Das gestattet uns aber auch einen Rückschluß auf das Alter mancher Störungen. Die Eisenberger Störung ist z. B. älter als die Kaolinisierung, wie wir oben gesehen haben. Sie kann daher in die vorkretazische oder intrakretazische Störungsperiode fallen. Eine genauere Altersbestimmung ist bei dem Fehlen von Sedimenten der Kreide unmöglich[1]). Da wir aber im Eozän bereits Quarz- und Kieselschiefergerölle aus dem Schiefergebirge in solcher Menge kennen, daß wir eine lange vorausgehende Abtragungsperiode annehmen müssen, durch die auch die über dem Schiefergebirge sich weit erstreckende Triasdecke entfernt werden mußte, so ergibt sich daraus, daß in der oberen Kreide der Frankenwald bereits von jüngeren Sedimenten befreit war, und daß seine Heraushebung mindestens schon in der Kreide begonnen hat.

2. Die prätertiäre Muschelkalkoberfläche

Die Verwitterung an der senonen Buntsandsteinoberfläche geht aus den oben geschilderten Profilen deutlich hervor. Eine besondere Erwähnung verdienen die entsprechenden Verwitterungsvorgänge im Muschelkalkgebiet.

Für die tertiären Sedimente ist der fehlende Kalkgehalt ein charakteristisches Merkmal. Auch auf der Muschelkalkhochfläche nördlich von Bürgel sind die fetten Tone, selbst wenn sie dicht auf Muschelkalk liegen, kalkfrei. Schon das ist ein Hinweis, daß die Verwitterung sich in einer Entkalkung äußerte. Dasselbe zeigt sich bei Betrachtung des Muschelkalks selbst.

An der Eisenberger Störungszone ist der Wellenkalk mehr oder weniger entkalkt, wobei als Rückstand ein blauschwarzer bis grauer Ton entstanden ist.

Naumann und Picard[2]) haben von Blatt Naumburg die tertiäre Muschelkalkoberfläche geschildert. In Taschen greift sie tief in den Untergrund ein und diese Taschen sind westlich von Boblas sowie bei Gr. Wilsdorf erfüllt mit tertiären Tonen. Solche

[1]) Siehe Stille, Die kimmerische (vorkretazische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens. Geologische Rundschau IV, 1913, S. 381.

[2]) Erläuterung zu Blatt Naumburg a. d. Saale.

umgelagerten Ausfüllungen kommen vor, doch handelt es sich auch hier teilweise um Rückstandstone des zersetzten Muschelkalkes. Besonders deutlich war das im westlichen Teil des neuen Bruches bei Boblas. Auch hier sind die Taschen an Klüfte geknüpft. Man kann deutlich vom gesunden Gestein her den allmählichen Übergang zum Ton studieren, wobei einzelne Bänke noch lange verfolgt werden können, bis schließlich im Bereich der Störung eine starke Zerrüttung eintritt[1]). Der Ton ist hellgrau und gelblich gefärbt und führt noch mehr oder weniger Kalk. Die Zersetzung greift an besonders geeigneten Schichten von den Spalten weiter nach den Seiten aus, so daß völlig vertonte rostgelbe Bänke zwischen festeren Kalkbänken vorkommen können. Ziemlich tief in völlig frischem Kalk finden sich noch Nester, die aus ockergelben bis rostbraunen oder hellgrünen Massen bestehen, die durch Zersetzung und Verdrängung des Muschelkalkes entstanden sind. Hierbei hat anscheinend sich zersetzendes Schwefeleisen eine Rolle gespielt.

Besonders gut ist die Muschelkalkoberfläche am Nordrand der Querfurter Muschelkalkplatte, bei Schraplau, aufgeschlossen. Daselbst wird in tiefen Brüchen die Schaumkalkzone zur Zementfabrikation gewonnen. Das ziemlich mächtige tertiäre Deckgebirge mitsamt den oberen verwitterten Muschelkalkbänken wird weggeräumt und auf Halde gestürzt. Dabei läßt sich ein guter Einblick in die wichtige diskordante Auflagerungsfläche des Tertiärs gewinnen.

Schon in den alten, östlich gelegenen Brüchen waren sehr lehrreiche Profile angeschnitten worden. Sie werden durch die jetzige Halde allmählich zugedeckt. Unter dem Diluvium ist jedoch an einem vorspringenden Pfeiler noch jetzt folgende Schichtenfolge zu sehen.

3. Mehrere Meter feingebänderte graue Tonmassen, die in Taschen tief in den unterlagernden Muschelkalk eingreifen. Daß es sich um Ton auf zweiter Lagerstätte handelt, wird durch eingelagerte, aus Milchquarz bestehende Geröllhorizonte bewiesen.
2. 10—15 cm kristallines Gemenge von Gips mit zwischengestreuten Massen von Aluminit und einzelnen Nestern und Linsen von braunem Ocker.

[1]) Ähnliche Verwitterungserscheinungen hat E. Wüst bei Granau schon vor Jahren verfolgt und bearbeiten lassen (Nach mündlichen Mitteilungen. Die Arbeit ist nicht veröffentlicht worden).

1. Schaumkalk, diskordant abgeschnitten. Stark zermürbt und entkalkt; nach unten allmählich in gesundes Gestein übergehend. An Spalten geht die Verwitterungszone noch weit in die Tiefe. Bis zur Sohle des Bruches finden sich in ihrem Bereich bis $^1/_2$ m messende Gipskonkretionen.

Ungleich frischer und besser sind aber die Aufschlüsse an der Oberkante des jetzigen Hauptbruches. Bei meinen Besuchen 1922 und zu Beginn 1923 zeigte sich folgendes Profil:

4. Diluvium.
3. Umgelagerte Tone, mehrere Meter, oben hellgrau, mit Kies- und Braunkohlenschnitzen. Nach unten dunkler, dunkelblaugrau, fein gebändert, reich an Brauneisenwolken. Häufig sind Gipskristallnester, die bedeutende Größe erreichen, und Aggregate großer, klarer Kristalle in braunem Mulm.
2. 10 cm körniges Gemenge von Gipskristallen und Aluminit. Beide Mineralien wechseln oft lagenweise miteinander ab. Diese Zone bildet die Grenze zum Liegenden des Tertiärs, und folgt der auf- und absteigenden Linie des
1. Schaumkalkes, in den auch hier die Tone taschenförmig eingreifen. Er ist in seinen oberen Partien stark entkalkt und lagenweise völlig vertont, die Schichtung und Diagonalschichtung ist vollständig erhalten. Das poröse Gestein saugt begierig Wasser auf und wird dabei flüssig. Im zermürbten Schaumkalk liegen durchschnittlich 1 cm mächtige Bänkchen von Gipskristallen, die der Schichtung folgen. Die Kristalle stehen senkrecht auf ihr. Hie und da finden sich Krusten von Brauneisen. Besonders auffällig sind eigentümliche Konkretionen, die sogleich beschrieben werden. Nach der Tiefe wird das Gestein allmählich frischer.

Die Verwitterung des Muschelkalkes ist auch hier älter als das überlagernde Tertiär, da dieses auf einer unregelmäßigen Abtragungsfläche liegt, wie sie nur aus zersetztem Gestein herausmodelliert werden kann. Die überlagernden Tone sind kalkfrei. Die Verwitterung an der prätertiären und tertiären Muschelkalkoberfläche bestand in einer Entkalkung.

Zerschlägt man die im zermürbten Schaumkalk liegenden Konkretionen, so zeigt sich, daß sie mit dunkelgrünen, tonähn-

lichen Massen erfüllt sind, in denen zahlreiche Gipskristalle liegen. In der Grubenwand heben sie sich dann von dem fast weißen Kalk sehr scharf ab. Die Schale, die 1—2 cm dick ist, wird aus fest verwachsenen Gipskristallen gebildet, die durch Brauneisen ge-



Abb. 11. Um $^1/_2$ verkleinert. Seitenansicht und Aufsicht.

bräunt sind. Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Gipskristalle miteinander verzahnt sind, und daß das Eisen in Gestalt zusammengeballter Flocken in den einzelnen Kristallen liegt, ein Beweis, daß beide gleichzeitig entstanden sind. Freie Gipskristalle ragen von der Schale in das Innere hinein. Die außen zunächst anliegende Schaumkalkpartie ist ebenfalls vergipst, und zwar in einzelnen Schichten verschieden stark, so daß äußerlich feine

Leisten entstehen, die auch die Diagonalschichtung wiedergeben und einzelne Gebilde brückenartig verbinden können (Abb. 11). Auch nach außen können freie Gipskristalle entwickelt sein, doch nur an der Oberseite (Abb. 12). In den äußersten Teilen haben diese Kristalle (nach Art des Sandbaryts) ebenfalls Schaumkalkmaterial in sich aufgenommen.

Die Konkretionen sind rundlich, selten langgestreckt, häufig von oben abgeplattet und unten flach. Weniger häufig sind niedrige, breite Gebilde. Sie liegen in der Schichtung nebeneinander, einzeln, miteinander verwachsen oder zu Bänkchen vereinigt. Häufig sind



Abb. 12. Um $^1/_2$ verkleinert. Seitenansicht und Aufsicht.

sie an bestimmte Horizonte gebunden. Immer finden sich in ihrer Nähe die Lagergänge von Gips, die sie oben (Abb. 11) oder unten begrenzen können. Die Schichtung durchsetzende Gipsgänge können die seitliche Ausdehnung behindern, so daß unsymmetrische Gebilde vorliegen. Jüngere Gipsgänge können die Konkretionen durchsetzen. Die Konkretionen sowohl wie die Gipsbänke und -gänge haben bei ihrem Wachstum den Schaumkalk verdrängt. Die Größe der Konkretionen schwankt, ihr Durchmesser kann im Durchschnitt vielleicht auf 10—12 cm veranschlagt werden.

Bei der Frage nach der Entstehung all dieser Gebilde können wir an Beobachtungen anknüpfen, die Scupin aus der Gegend von Halle bekannt gegeben hat. In dem unter Tertiärbedeckung verwitterten Rotliegenden finden sich „schöne Gipskristalle, stellenweise als Gipsrosen, die durch Zersetzung von Schwefelkies- oder Markasitknollen im Tertiär entstanden sind, indem die durch deren Oxydation gebildete Schwefelsäure in den Boden drang und hier

Lösungen von Kalkkarbonat in solche von Kalksulfat verwandelte, das sich schließlich als Gips ausschied"[1]), und in Tonnestern innerhalb des Muschelkalkes von Lieskau wurden „große, grüne Kristalle von Eisenvitriol ausgeschieden, die auf Oxydation von Eisenkies bezw. Markasitknollen in den tertiären Schichten zurückzuführen sind und aus den an den Tonen gestauten Sickerwässern ausgeschieden wurden. Auch Gipskristalle .... können beobachtet werden"[2]).

Ebenso müssen wir uns die Entstehung unserer Gipskristalle vorstellen. Die Lagergänge folgen dabei solchen Schichtfugen im Schaumkalk, die einer Verdrängung und Umwandlung besonders zugänglich waren. Die Entstehung der Konkretionen wird noch nicht ohne weiteres klar. Die dunkelgrüne, weiche, gipsreiche Masse im Innern besteht nach Bestimmungen von Herrn Schulzky zum großen Teil aus Eisenoxydul. Die eingestreuten Gipskristalle enthalten die dunkelgrüne Substanz in ähnlichen Flocken, wie sie das Brauneisen in den Kristallen der festen Rinde bildet. Danach braucht zwischen Rinde und Kern kein prinzipieller Unterschied zu bestehen, sondern die äußere Schale kann durch Oxydation entstanden sein. Eine Lösung der Frage ist erst möglich, wenn chemische Analysen vorliegen.

Das Auftreten des Aluminits mit Gips ist sehr natürlich. Bei Halle findet sich ersterer überall in der Nähe tertiärer Sedimente[3]). Wo der in ihnen enthaltene Markasit verwittert, verbindet sich die Schwefelsäure mit dem Kalk zu Gips und mit der in ihm enthaltenen Tonerde zu Aluminit. So sind die Gips-Aluminitrinden an der Oberfläche des Schaumkalkes entstanden, und so können sie noch entstehen. Sie zeigen, daß nicht alle Mineralien im Bereich der tertiären Diskordanzen auf prätertiäre und tertiäre Verwitterungsvorgänge zurückzuführen sind, sondern daß Verbindungen, die damals bestandfähig waren, in späteren Perioden sich umsetzten und die klare Erkenntnis der prätertiären und tertiären Verwitterung erschweren.

3. Der Bildungsraum der Braunkohle

Das Hauptverbreitungsgebiet des Tertiärs liegt im Nordosten. Nordöstlich der Linie Altenburg-Zeitz-Weißenfels bildet es eine

---

[1]) Geologischer Führer in die Umgegend von Halle a. d. Saale, Berlin 1913, S. 67.

[2]) Ebenda, S. 79.

[3]) B. v. Freyberg, Der Aluminit von Halle, eine an das Tertiär gebundene Mineralneubildung. „Der Steinbruch", XVI, 1921, Heft 6.

große, fast geschlossene Decke. Je mehr wir nach Süden, Südwesten und Westen vorschreiten, um so mehr löst sich dieselbe auf in einzelne Lappen und Fetzen, und schließlich sind nur noch wenige Reste vorhanden. Wenn auch im Süden und Westen das Tertiär von vornherein in großen getrennten Becken zur Ablagerung gekommen sein kann[1], so ist doch die heutige Umgrenzung fast aller Einzelvorkommen ausschließlich durch die Erosion bedingt, und je mehr wir uns dem Hauptverbreitungsgebiet nähern, um so mehr müssen wir annehmen, daß ein Zusammenhang einzelner Ablagerungsgebiete untereinander und mit der großen einheitlichen Decke ursprünglich bestanden hat. Die Verbindung ist erst durch spätere geologische Vorgänge zerstört worden. Aber innerhalb des großen Sedimentationsgebietes gab es doch einzelne Gebiete, in denen besondere Verhältnisse vorlagen. Hier kam es zur Bildung der Braunkohlen. Sie sind viel enger begrenzt, die Verbreitung der übrigen Ablagerungen greift weiter aus. Die Ränder der Braunkohlenbecken liegen innerhalb der Umgrenzung aller übrigen tertiären Sedimente.

Von dem Westrand des Weißenfels-Zeitz-Altenburger Braunkohlenbeckens löst sich eine Anzahl getrennter Braunkohlenvorkommen ab. Sie können zum Teil als durch die Erosion vom Hauptbecken abgetrennt betrachtet werden. Einige von ihnen sind

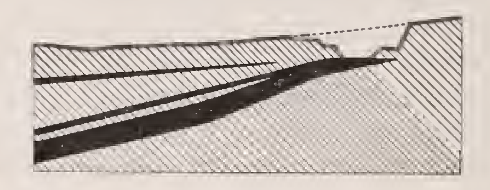


Abb. 13.

aber sicher selbständige Becken gewesen. Hierhin gehört z. B. das Becken von Neidschütz. Ein Profil durch die Lagerstätte (Abb. 13) zeigt, daß über dem Hauptflöz noch mehrere Flöze entstanden sind, daß sich aber der Raum, auf dem die Kohlenbildung erfolgte, ständig eingeengt hat. In einem verhältnismäßig eng begrenzten Gebiet müssen wir einen dauernden Senkungs-

[1]) Die Verbreitung der einzelnen Blöcke von Braunkohlenquarzit zeigt, daß auch im übrigen Thüringen die Tertiärablagerungen früher in großer Verbreitung tatsächlich vorhanden waren.

vorgang annehmen, der zur Bildung von Kohlenflözen führte, solange das Absinken im richtigen Verhältnis zum Wachstum der Vegetation erfolgte, einen Vorgang, der vielleicht mehrfach unterbrochen, beschleunigt oder verlangsamt wurde, aber ständig an der gleichen Stelle wirksam war. Dasselbe gilt von dem Kohlenbecken von Schkölen. Das schwache Flöz keilt nach dem Rande aus[1]), so daß wir uns nachweislich der ursprünglichen Umgrenzung nähern.

Die Erosionstäler unseres Gebietes sind sämtlich im Diluvium entstanden. Bei normalem Verlauf müßte das Tertiär überall höher als das Diluvium liegen. Die Flüsse müßten das Tertiär durchschnitten haben und die Diluvialschotter teils darin eingesenkt, teils auf dem Triasuntergrund abgelagert sein. Das ist aber nicht immer der Fall und gilt besonders bei den Braunkohlenbecken nicht. So liegt das Kohlenflöz von Neidschütz unter der Talsohle, und die dicht am Bach angesetzten Bohrungen haben mit 35, 39, 47, ja sogar mit 81 m das Tertiär noch nicht durchsunken. Auch bei Schkölen, bei Waldau, bei Weickelsdorf liegt das kohlenführende Tertiär im Bereich der Täler. Weiter im Osten hat die Elster große Teile des Flözes nicht durchschnitten[2]) und auch den Untergrund des Pleißetales bildet kohlenführendes Tertiär[3]). Es geht daraus hervor, daß die Absenkung nicht nur im Tertiär einen bedeutenden Betrag erreicht hat, sondern anscheinend auch im Diluvium weiter vor sich gegangen ist. Jedenfalls sind die Senkungsgebiete vielfach für die Talbildung maßgebend gewesen.

Die Ursachen der Senkung sind bekannt. Fulda[4]) hat den Beweis geliefert, daß bei der Auslaugung der Zechsteinsalze über dem Salzspiegel durch Nachsinken der Deckschichten breite sumpfige Talböden entstehen, und Joh. Walther[5]) hat gezeigt, wie gerade an solchen Stellen die Vorbedingungen für die Entstehung von Braunkohlenlagerstätten gegeben sein können. In der Tat ist es

---

[1]) Erläuterung zu Blatt Camburg.

[2]) Etzold, a. a. O. Tafel I u. III.

[3]) Schöndorf, Die geologische Natur der Liegendwasserdurchbrüche im Meuselwitz—Rositzer Braunkohlenrevier nnd im angrenzenden Königreich Sachsen. „Braunkohle" XVII, 1918, Abb. 128, S. 259.

[4]) Die Oberflächengestaltung in der Umgebung des Kyffhäusers als Folge der Auslaugung der Zechsteinsalze. Zeitschr. f. pr. Geol. 1909.

[5]) Salzlagerstätten und Braunkohlenbecken in ihren genetischen Lagerungsbeziehungen. Jahrb. des Halleschen Verbandes, Band 1.

überraschend, daß in Mitteldeutschland viele Braunkohlenbecken auf den Sattelachsen liegen, die von unterem und mittlerem Buntsandstein gebildet werden und also so tief abgetragen sind, daß unter ihnen die Salze der Auflösung unterliegen. Besonders deutlich wird das im südlichen und östlichen Harzvorland. Manche Einsenkung ist sicher auch durch die Auslaugung von Gipsen bezw. Salzen aus oberem Buntsandstein und mittlerem Muschelkalk entstanden[1]. Aber nicht immer sind die Senkungsgebiete so zu verstehen. Wo im Untergrund lösliche Sedimente fehlen oder erst in großer Tiefe anzunehmen sind, da müssen tektonische Bewegungen die Becken geschaffen haben. —

Wir sehen die Braunkohlen in einer Anzahl von Geländemulden entstehen, die auch für die klastischen Sedimente als Hauptsammelmulden in Erscheinung traten. Die Oberfläche wurde dadurch gegliedert, und es entsteht die Frage: Ist die präeozäne Landoberfläche als Fastebene aufzufassen oder nicht? Der Begriff der Fastebene wird in verschiedenem Sinne gebraucht. Eine vollständig ebene Fläche wird in der Natur nie erreicht werden, und es bleibt völlig dem subjektiven Ermessen überlassen, bis zu welchem Ausmaß man auch auf Fastebenen Höhenunterschiede gelten lassen will. In Deutschland wird, wenigstens im Bereich der Salzlagerstätten, die mathematische Fastebene noch weniger erreicht werden als in anderen Gebieten, da sich über dem Salzspiegel immer Einsenkungen bilden werden. Der Zustand der „Fastebene" dürfte besser durch das Verhältnis zwischen Verwitterung und Abtragung zu bestimmen sein. Wenn wir sehen, daß flächenhafte mächtige Kaolindecken auf anstehendem Gestein entstehen können, ohne abgetragen zu werden, so möchte ich diesen Zustand als „Fastebene" bezeichnen. Da die Entstehung des Kaolins, wie wir gesehen haben, hauptsächlich in das Senon fällt, so müssen wir für diese Zeit in Thüringen eine Fastebene annehmen. Mit dem Eozän beginnt nach einer langen Periode der Abtragung und kumulativen Verwitterung zum ersten Male wieder die Sedimentation. Die Ursache muß in einer Aufwölbung der Thüringer Tafel gesucht werden, wodurch die Wegführung der Verwitterungsdecken im Frankenwald und im südlichen Thüringen ermöglicht wurde. Sie gelangten in umgelagertem Zustande in den Braunkohlenbecken und ihrer Umgebung zur Ruhe. Die Anlage der Becken muß auf

---

[1] Siehe Zimmermann, Erläuterung zu Blatt Plaue, S. 70.

die gleichen tektonischen Bewegungen zurückgeführt werden. Die Bewegungsvorgänge müssen wir uns als eine langsame Schrägstellung der Thüringer Tafel vorstellen, die weiterging, während die Abtragung und Sedimentation erfolgte. Ihr Beginn dürfte in das ältere Eozän zu versetzen sein. Auch nach Ablagerung der Braunkohle setzten sich Aufwölbung und Abtragung fort. Die Sedimente im Hangenden der Flöze brauchen nicht ausschließlich dem Eozän anzugehören, sondern können sehr gut bis in das Oligozän hineinreichen. Im Miozän wurden die Ablagerungsräume weiter nach Osten und Norden verlegt. Die Miozänablagerungen werden zum Teil aus umgelagerten älteren Tertiärsedimenten bestehen, und in dieser Zeit ist bereits das Eozän und gegebenenfalls das Oligozän Thüringens wieder abgetragen worden. Im südlichen Thüringen sind Tertiärablagerungen flächenhaft vorhanden gewesen, wie aus der Verbreitung der Braunkohlenquarzite hervorgeht. Sie sind flächenhaft abgetragen worden, da die Knollensteine auf der Rumpffläche liegen. Schon aus diesen Gründen können wir eine jüngere Abtragungsperiode vermuten, die hauptsächlich in das Miozän zu setzen ist und die ältere Fastebene zerstört haben muß.

Aber noch eine Folgerung müssen wir ziehen. Die Zusammensetzung der miozänen Sedimente außerhalb des Thüringer Beckens zeigt gegenüber den älteren Ablagerungen keine Änderung. Außer Tonen finden sich nur Quarz und Kieselschiefer[1]). Die Verwitterungsvorgänge, die bei Beginn des Tertiärs vorhanden waren und nur Quarz und Kieselschiefer unzersetzt ließen, müssen bis in das jüngere Tertiär geherrscht haben. Die jüngere Abtragung greift ja, je mehr wir nach Süden vorgehen, um so mehr in den prätertiären Untergrund ein und hätte unter der senonen Verwitterungsrinde bald unzersetztes Gestein angreifen müssen.

IV. Die jüngere Einebnungsfläche

1. Philippis „präoligozäne“ Landoberfläche

Schon frühzeitig ist erkannt worden, daß verschiedene Teile Thüringens den Charakter einer Peneplain besitzen. Zuerst hat

---

[1]) Etzold, Die Braunkohlenformation Nordwestsachsens, S. 115—118.

wohl Heim darauf hingewiesen. Später hat J. Walther[1]) die Abtragungsfläche mehrfach anschaulich geschildert. Lange Zeit war man geneigt, diese Fläche für die präpermische Abtragungsfläche oder für die Abrasionsfläche des Zechsteinmeeres zu halten. Auch Zimmermann hält in mehreren Veröffentlichungen[2]) diese Ansicht für wahrscheinlich, wenn er auch einmal ein jüngeres Alter in Betracht zieht: „Auf welche Zeit erstmalig der Peneplain-Charakter des Thüringer Waldes, der schon des scharfsinnigen J. L. Heim Verwunderung erregte und von ihm eine weitläufige Besprechung erfuhr, zurückzuführen ist, ob auf die marine Abrasion zu Beginn der Zechsteinzeit oder auf die terrestre Denudation zu Beginn der Tertiärzeit, ist noch unentschieden“[3]). Während in anderen Teilen Deutschlands schon vorher auf das Vorhandensein tertiärer Einebnungsflächen hingewiesen worden ist[4]), hat dies für Thüringen zuerst Philippi ausführlich begründet[5]). Philippi hält die Fastebene für präoligozän, und als bis heute erhalten gebliebene Reste derselben faßt er die Oberfläche der Ilmplatte, der Finne, Schrecke und Hainleite, des Dün und Hainich, des Ohmgebirges, Harzes, Kyffhäusers und Querfurter Plateaus, des vogtländischen und ostthüringischen Schiefergebirges und des Frankenwaldes auf. Wenn diese Fläche auch durch jüngere Erosion in einzelne Stücke zerlegt worden ist, so tritt sie doch morphologisch recht gut hervor und es kann nicht bezweifelt werden, daß sie vor Neubelebung der Erosion sich über ganz Thüringen einheitlich ausgedehnt hat. Philippis Resultate können nicht besser als mit seinen eigenen Worten wiedergegeben werden:

„Ich möchte annehmen, daß der größere Teil der thüringischen Dislokationen in die Zeit vor Ablagerung des Oligozäns fällt, und daß nur an einigen Spalten sich auch postoligozäne Verschiebungen vollzogen, deren Sprunghöhe aber die der präoligozänen nirgends erreicht. Beobachtungen in den Nachbargebieten und die Lagerung

---

[1]) Geologische Heimatskunde von Thüringen; Thüringer Landschaftsformen, erläutert aus ihrem geologischen Bau (Verhandl. d. XII. Deutschen Geographentages, 1897, S. 214).

[2]) Erläuterung zu Blatt Ilmenau; Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen, S. 391.

[3]) Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen, S. 479.

[4]) E. Kaiser, Die Entstehung des Rheintals. Gesellschaft deutsch. Naturforscher u. Ärzte, Verhandl 1908, Leipzig 1909, S. 8.

[5]) Über die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch., 62. Bd., 1910. S. 305—404.

des Cenomans im Ohmgebirge machen es wahrscheinlich, daß die präoligozänen Krustenbewegungen sich großenteils schon am Ende der Juraperiode vollzogen, daß aber in der oberen Kreide oder im Eozän eine zweite Dislokationsperiode erfolgte.

Die präoligozänen Krustenbewegungen verursachten Gesteinsabtragungen größten Maßstabes. So wurde Thüringen bis zur Oligozänzeit zu einer Peneplain abgeschliffen, deren Untergrund Gesteine sehr verschiedenen Alters bildeten. Schon vor dem Oligocän traten Schiefer im östlichen Thüringer Walde und Harz, Buntsandstein und Muschelkalk an den Rändern, Keuper im Innern des Thüringer Beckens zutage. Die Hochfläche, welche sich oft sehr gut im Schiefergebirge, in größeren Partien aber auch im Triasgebiet erhalten hat, ist nichts anderes als die praeoligozäne. Infolge von postoligozänen Störungen, die teilweise den alten präoligozänen Bruchlinien folgten, hoben sich Thüringer Wald, Harz und Kyffhäuser in ihrer heutigen Gestalt heraus.“

Die Philippische Arbeit hat die Erforschung Thüringens einen bedeutenden Schritt vorwärts gebracht, und wenn auch im folgenden die Darstellung von ihm abweicht, so soll doch ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß unsere paläogeographischen Vorstellungen des tertiären Festlandes in Thüringen hauptsächlich auf seinen Forschungen beruhen, und daß die Bedeutung seiner Arbeit über Thüringen hinausgreift. Wenn seine Untersuchungen später, besonders bei morphologischen Betrachtungen ohne geologische Grundlage, Veranlassung zu schematischer und oberflächlicher Behandlung gegeben haben, so ist das nicht seine Schuld. —

Philippis Datierung der Fastebene beruht auf der Annahme, daß die Peneplain von den tertiären Sedimenten, die damals als oligozän angesehen wurden, überlagert wird. Da später das eozäne Alter des Tertiärs erkannt worden ist, verschob sich das Alter der Landoberfläche derartig, daß man von einer präeozänen Landoberfläche gesprochen hat. Mit dieser Möglichkeit hat Philippi bereits gerechnet[1]). Dieser Altersbestimmung mußte mit Notwendigkeit die Annahme folgen, daß seit dem Entstehen der Fastebene und ihrer teilweisen Überdeckung durch das Eozän bis zum ersten Beginn der Erosion, also bis zum Oberpliozän bezw. Diluvium, keine Zerstörung der Fastebene stattgefunden hat; daß sie also während der ganzen Tertiärzeit völlig unberührt geblieben ist.

[1]) a. a. O. S. 808, Anm. 3.

Dieser Schluß ist tatsächlich gezogen und bis in die neuste Zeit[1]) als selbstverständlich hingenommen worden. Trotzdem ist eine solche Annahme in höchstem Maße unwahrscheinlich. Denn zwischen Eozän und Oberpliozän klafft eine große Lücke, ein Zeitraum, den man in der erdgeschichtlichen Entwicklung Thüringens nicht ohne weiteres ausfallen lassen kann. Schon wenn wir sehen, daß ein Teil der präeozänen Landoberfläche mit Kiesen, Sanden und Tonen zugeschüttet wird, und wenn als erwiesen gilt, daß diese Trümmergesteine aus dem Buntsandstein und Paläozoikum Thüringens stammen, so folgt daraus, daß ein anderer Teil der präeozänen Landoberfläche weiter abgetragen, daß also die Peneplain tiefergelegt wird. Denn die Abtragung mußte eine flächenhafte sein oder wenigstens als Endresultat wieder eine Fläche erzeugen, da die erste lineare Tieferlegung, die erste Zerschneidung der morphologisch erhaltenen Peneplain tatsächlich erst im oberen Pliozän einsetzt, wie später noch eingehender erörtert werden wird. Die Widersprüche können nur gelöst werden, wenn man mindestens zwei Verebnungsperioden annimmt, und so will ich versuchen nachzuweisen, daß die morphologisch erhaltene Fastebene nicht gleichbedeutend mit der präeozänen Landoberfläche, sondern jünger ist, daß die präeozäne Peneplain nur unter den ältesten Tertiärsedimenten erhalten geblieben, und daß die in Thüringen vorhandene Abtragungsfläche als jüngere Facette eingeschliffen worden ist.

2. Die jüngere Einebnung

Ein Teil der Tertiärreste, die ohne Verbindung miteinander im nordöstlichen Thüringen verstreut liegen, gibt ohne Zweifel die Unregelmäßigkeiten der präeozänen Landoberfläche wieder. Auch wenn man die präeozäne Landoberfläche als Fastebene bezeichnen will, so gab es auf dieser Fläche höher und tiefer gelegene Stellen, und bei der Überschüttung mit den tertiären Sedimenten wurden zuerst die flachen Vertiefungen ausgefüllt, über die später die höheren Lagen hinweggriffen und eine Vereinigung einzelner getrennter Ablagerungsgebiete herbeiführten. Wird dann das ganze Gebiet wieder abgetragen, so müssen in einem bestimmten Stadium die getrennten Sedimentationsbecken erneut in Erscheinung treten,

[1]) Ebert, Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringerwald und Frankenwald. Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanstalt, 1920, I (erschienen 1922).

und zahlreiche Tertiärreste wird man mit guten Gründen in diesem Sinne aufzufassen haben. Aber nicht für alle Vorkommen trifft das zu.

Betrachten wir die Tertiärablagerungen, so beobachten wir, daß sie im Bereich der Hochfläche häufig morphologisch nicht in Erscheinung treten. Die Fastebene, die über die abgetragenen Schichtenköpfe der Trias hinweggeht, geht auch über die Tertiärablagerungen hinweg, ohne daß sie an ihnen eine Unterbrechung erleidet. Sind nun die Tertiärablagerungen sämtlich als Ausfüllung präeozäner Vertiefungen der Hochfläche aufzufassen, oder geht im Anschluß an jüngere tektonische Bewegungen eine jüngere Einebnungsfläche über das Tertiär hinweg? In letzterem Falle müßten während oder nach Ablagerung des Eozäns erneut tektonische Bewegungen, wenn auch nur in geringem Ausmaß, zu verzeichnen sein, und in den dabei entstandenen schwachen Mulden konnte sich bei mäßig einsetzender Abtragung das Tertiär erhalten, während es von den Sätteln entfernt werden mußte.

Um diese Frage zu entscheiden, begeben wir uns in die Gegend von Bürgel. Die zahlreichen herzynisch gerichteten Störungslinien, die Thüringen durchziehen, machen sich auch hier bemerkbar. Die wichtigste Linie ist die Finnestörung. K. Walther[1]) hat nachgewiesen, daß sich diese Bruchzone östlich der Saale in einer doppelten Schichtenmulde fortsetzt. Die nördliche hat er als Kamburg—Gösener Mulde bezeichnet. Sie bildet die direkte Fortsetzung der Finnestörung und wird nördlich von Eisenberg von den schon beschriebenen Störungen begleitet. Die südliche Muldenachse läßt sich von Döbritschen über Frauenprießnitz und Wetzdorf hinaus nachweisen. Im Bereich dieser Mulden ist die Trias eingefaltet, und sie sind durch einen gleichfalls herzynisch verlaufenden Sattel getrennt. Betrachten wir die Tertiärablagerungen, so ergibt sich, daß die tertiären Sedimente auf die Muldenachsen beschränkt, und daß die Tertiärvorkommen auf den Muldenachsen in herzynischer Richtung aneinandergereiht sind. Auf der Kamburg—Gösener Muldenachse liegen die Tertiärreste von Tierschneck, Grabsdorf, Dothen und Gösen, auf der südlichen Achse die Ablagerungen bei Frauenprießnitz, Wetzdorf, Mertendorf, und genau in der Verlängerung

[1]) Geologische Beobachtungen in der Gegend von Jena in Thüringen. N. Jahrb. f. Miner. usw., Beil.-Bd. XXI, 1906, S. 63—97.

bei Friedrichstanneck und Tautenhayn[1]). Von der dazwischenliegenden Sattelachse ist das Tertiär fast völlig entfernt.

Daß die tektonisch angelegten Muldenachsen auf der präeozänen Landoberfläche irgendwie morphologisch sich ausgeprägt haben, ist völlig ausgeschlossen. Denn auf dieser Landoberfläche hat eine langandauernde Verwitterung alle beträchtlichen tektonischen Höhenunterschiede verwischt (siehe Eisenberger Störungszone!), und um so mehr müssen so schwache Falten nach Abtragung der tiefgründigen Verwitterungsdecken ausgeglichen sein. Ich bin also der Ansicht, daß die Einmuldungen jünger sind als die senone Fastebene. Ob sie während oder nach Ablagerung der Tertiärsedimente entstanden sind, kann nicht entschieden werden. Sicher ist nur, daß die in den Muldenachsen liegenden Tertiärsedimente Erosionsreste sind. Die Oberfläche des Tertiärs ist eine Abtragungsfläche und fällt mit der Abtragungsfläche zusammen, die über die Sattelachse hinweggeht. Beide müssen also **einem** Abtragungsvorgang angehören und dieser muß jünger sein als das Tertiär.

Zu demselben Ergebnis kommen wir, wenn wir die Tertiärablagerungen im allgemeinen betrachten. Philippi[2]) schreibt bereits: „Man muß annehmen, daß diese Flußablagerungen eine ursprünglich nahezu ebene Fläche weithin überdeckt haben". Die Tatsache, daß die meisten Tertiärvorkommen Erosionsreste sind, drängt sich jedem Beobachter ohne weiteres auf und ist auch von allen Autoren, die sich mit dem Problem beschäftigt haben, immer wieder hervorgehoben worden. Wenn wir aber von der jüngeren Zerstörung überzeugt sind, so muß diese zunächst doch eine flächenhafte gewesen sein. Denn die Tertiärreste finden sich auch im Bereich der Hochfläche, von der jede Abtragung nur flächenhaft erfolgt sein kann. Müssen wir aber eine flächenhafte jüngere Abtragung annehmen, so ist das gleichbedeutend mit einer jüngeren Einebnung, die im Süden Thüringens noch tiefer in den Untergrund des Tertiärs gegriffen haben muß, da hier die Fastebene vorhanden ist, tertiäre Sedimente aber fast völlig fehlen.

---

[1]) Man kann deshalb die südliche Mulde als Döbritschen—Tautenhayner Mulde bezeichnen.

[2]) a. a. O., S. 308.

3. Die Fastebene im Thüringer Wald

Im Zusammenhang mit diesen Erörterungen soll auch die Frage behandelt werden, ob im Thüringer Wald die jungtertiäre Einebnungsfläche noch erkannt werden kann. Im Frankenwald ist sie, wie schon hervorgehoben, als weite, ganz flach gewellte Hochfläche erhalten, in die die Flüsse steilwandige Täler eingerissen haben. Je mehr wir aber nach Westen das Schiefergebirge verlassen und in das Porphyrgebiet des Thüringer Waldes vordringen, um so mehr verbreitern sich die Täler und lösen das Plateau in eine große Anzahl von Kuppen auf. Nur der etwa durch den Rennsteig bezeichnete Kamm zieht sich noch als gleichmäßiger, nur stellenweise zerschnittener Rücken fort. Das ganze Gebiet ist durch jüngere Erosion stark verändert worden, und Philippi hält die annähernd gleiche Höhe der Kämme nicht unbedingt beweisend für das Vorhandensein einer alten Peneplain. Noch weiter geht Franke, wenn er sagt[1]): „Eine gewöhnlich mit der letzteren Auffasung" (nämlich der Annahme präoligozäner Störungen) „zugleich vorgetragene Ansicht, daß gewisse gegenwärtige Geländeformen einer alttertiären Peneplain angehören, ist in den Wanderungen nicht berücksichtigt, weil ich sie mindestens für das Gebirge, in dem die Wanderungen sich bewegen, nicht für zutreffend halte". Im folgenden soll versucht werden, einige Beiträge zu der Frage zu liefern, die doch für die gegenteilige Meinung sprechen dürften[2]).

Einem so scharfsinnigen Beobachter wie E. Zimmermann konnte es bei der Kartierung von Blatt Ilmenau nicht entgehen, daß die Gipfelhöhen des Gebirgsteiles der Kammhöhe annähernd gleich sind. Er äußert sich darüber folgendermaßen[3]): „Stellt man sich die Höhen der hauptsächlichsten Gipfel in diesem Gebiet zusammen, so tritt unverkennbar die Tatsache ihrer auffälligen Annäherung an die mittlere Kammhöhe hervor. Eine Fläche, die von den hohen, dem Rande nahen Gipfeln über die Spitzen der meisten Hauptkuppen nach den Bergen am Kamme des Gebirges hingelegt wird, ist äußerst schwach gewellt und weicht von einer wagerechten wenig ab. Dies wird wahrscheinlich kein Zufall sein, sondern die Annahme stützen, daß die Fläche die alte Abtragungsfläche des

[1]) Franke, Geologisches Wanderbuch für den Thüringer Wald, S. 28.

[2]) Das Manuskript dieses Teils ist schon seit längerer Zeit abgeschlossen. Einen Auszng brachte ich bereits in meinem Buch: Erz- und Minerallagerstätten des Thüringer Waldes (Borntraeger 1923). Inzwischen erschien die oben genannte Arbeit von Ebert, der anf anderem Wege zn ähnlichen Ergebnissen gelangt.

[3]) Zimmermann, Erläuterungen zu Blatt Ilmenau, S. 4/5.

vordringenden Zechsteinmeeres annähernd wiedergibt." Inzwischen ist nachgewiesen worden, daß das gesamte Gebiet seit der Zechsteintransgression mehrere Einebnungen erlitten hat, und so halte ich die von Zimmermann so treffend gekennzeichnete Fläche für die in Thüringen so weit verbreitete jungtertiäre Einebnungsfläche.

Zunächst soll versucht werden, auch in anderen Gebieten des Thüringer Waldes Belege dafür aufzufinden. Zu diesem Zwecke

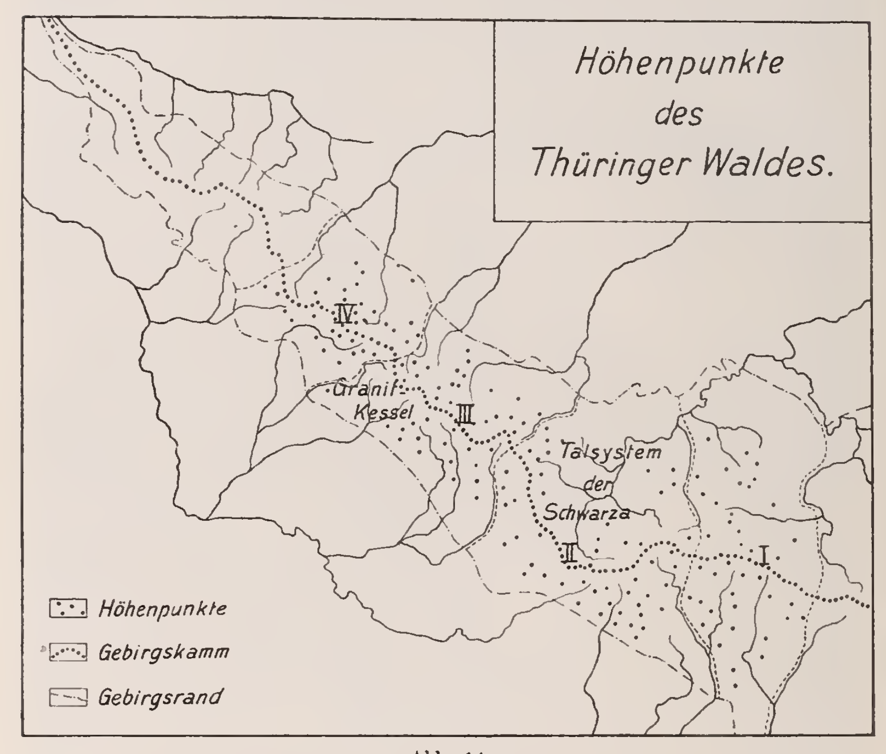


Abb. 14.

wurde der Thüringer Wald, mit Ausnahme des westlichen Teils bis zur Linie Tambach—Schmalkalden der Übersichtlichkeit wegen in vier Teile zerlegt, deren Grenzen von Ost nach West durch folgende Linien bezeichnet werden:

1. Saale—Loquitz—Hasslach:
2. Schwarza—Lichte—Steinach;
3. Wohlrose—Schleuse:
4. Wilde Gera—Lichtenau:
5. Apfelstädt—Floh.

Dabei darf nicht vergessen werden, daß die Abgrenzungen ziemlich willkürlich sind und nur der rascheren Orientierung wegen gewählt wurden. Für jeden abgegrenzten Teil wurde die durchschnittliche Kammhöhe festgestellt, und auf Tabelle 5 die Höhe der sich in derselben Größenordnung haltenden Gipfel nebst ihrer Entfernung vom Gebirgskamm und Gebirgsrand verzeichnet. Die Höhenpunkte wurden ferner in das Übersichtskärtchen (Abb. 14) eingetragen. Es ergibt sich sofort, daß die Gipfel, die der durchschnittlichen Kammhöhe gleichkommen, über eine breite Fläche verteilt sind, die der Gesamtbreite des Gebirges sehr nahe kommt. An zahlreichen Stellen deckt sie sich sogar damit. Die von Zimmermann bei Ilmenau beschriebene Fläche läßt sich über den gesamten Thüringer Wald legen bis zur Linie Tambach—Schmalkalden; jenseits derselben ist sie weniger deutlich ausgeprägt aus Gründen, die noch zu erörtern sind.

Philippi ist der Ansicht[1]), daß eine gleiche Gipfelhöhe auf breiter Fläche auch dann entstehen kann, wenn die Täler gleichweit voneinander entfernt liegen. Das ist nur möglich, wenn die Erosion von einer horizontalen Fläche ausgeht. Ist die ursprüngliche Fläche einmal zerstört, dann kann sich eine gleiche Höhe der Berge nur weiterhin erhalten, wenn wir ein horizontal geschichtetes Tafelland mit eingeschalteten harten Bänken vor uns haben, die der Erosion von Zeit zu Zeit Halt gebieten und einen Ausgleich herbeiführen können. In jedem anderen Gebiet wird der einheitliche Charakter bald verschwinden. Im Thüringer Wald wäre ein gleichmäßiges Tieferlegen durch die Erosionsarbeit nicht möglich wegen der Verschiedenheit der Gesteine (weiche Tonschiefer und spröde Phyllite, Granite, feste Porphyre und eingelagerte weiche Tuffe, harte Konglomerate und leicht zerstörbare Sandsteine) und wegen der schwierigen tektonischen Verhältnisse, die das Bild durch Verwerfungen und Faltungen noch weiter kompliziert haben. Wenn hier einmal die Höhenpunkte angegriffen sind, so wird die Zerstörung hier schneller, dort langsamer in die Tiefe arbeiten und ein ziemlich unregelmäßiges Relief erzeugen.

Der Kamm des Thüringer Waldes bildet die unmittelbare Fortsetzung des Frankenwaldes, und dessen Charakter einer Fastebene ist nicht wieder bestritten worden, seitdem diese zum erstenmal beschrieben worden ist. In ähnlicher Weise läuft aus dem

---

[1]) Philippi a. a. O. S. 328.

Tabelle 5

Name	Höhe über NN m	Entfernung vom Gebirgskamm km	Entfernung vom Gebirgsrand km
I. Gebirgskamm vom Wasserscheideobelisk bis Bahnhof Ernstthal			
Obelisk	624	—	—
Waidmannsheil	680	—	—
Ebershügel	714	—	—
Glashügel	740	—	—
Kalte Küche	696	—	—
Schieferbrüche	819	—	—
Laubeshütte	830	—	—
Bahnhof Ernstthal	720	—	—
a) Nördlicher Gebirgsteil			
Höhe NO Lichtenhain	726	3	13,5
Höh-Kuppe	717	1,5	15
Strenzelfleck	730	1,5	15,5
Gemeindekopf	700	3	15
Hirschstein	729	2,3	15
Löffelborn	804	1,5	15,5
Gösselberg	675	6	10,5
Hufnagel	753	7,5	11
Töpfersbühl	763	9	9
Kirchberg	742	7,5	11
Hasenhügel	698	9	10
Brandberg	801	6	9
Höhe östlich Taubenbach	710	4,5	12
Röderberg	703	4	13,5
Hühnerfalz	783	7,5	12
Rügecke	718	9	10,5
Quittelsberg	710	13	6
Hoheneiche	680	10,5	7,5
Höhe südlich Bernsdorf	682	10,5	6,5
b) Südlicher Gebirgsteil			
Mindheimer Berg	662	2	12
Höhe nordöstlich Kehlbach	723	2	12
Höhe südlich Tettau	717	2,2	12,5
Kuhwald	735	1,2	14
Winterberg	725	1,5	15

Name	Höbe über NN m	Entfernung vom Gebirgskamm km	Entfernung vom Gebirgsrand km
Roter Berg	798	0,7	15
Limberg	791	1,5	14
Pappenheimerberg	835	1,5	14
Tierberg	805	4,5	7,5
Breiter Berg	783	4,5	7,5
Hammerberg	707	4	10
Höbe südwestlich Sattelpaß . .	757	5	10
Kehlbachsberg	689	3	10
Neuenbau	720	7,5	7,5
Heinersdorfer Höbe	664	6	7,5
Weltes Hügel	655	8	5,5
Gr. Först	692	6	8
Gr. Mittelberg	672	7,5	6,5
Bocksberg	708	9	6
Steinbügel	700	10,5	3,5
Jagdshoferberg	689	12	2,5
II. Gebirgskamm vom Bahnhof Ernstthal bis Neustadt			
Igelshieb	821	—	—
Petersberg	820	—	—
Friedrichsböbr	813	—	—
Pechleite	839	—	—
Eisfelder Ausspanne	752	—	—
Masserberg	803	—	—
Triniusstein	700	—	—
Südl. Teufelsbuche	762	—	—
Kahlert	789	—	—
Neustadt	797	—	—
a) Nördlicher Gebirgsteil			
Habichtsberg	833	3	15
Löschleitenberg	801	3	15
Apelsberg	784	2,2	15
Gr. Farmdenkopf	867	3	15
Wurzelberg	843	4,5	13,5
Jagdschirm	813	6	12
Höhe südlich Altenfeld . . .	743	2,2	10,5
Hettstädt	808	5	10,5
Schanze	760	6	10,5

Name	Höhe über NN m	Entfernung vom Gebirgskamm km	Entfernung vom Gebirgsrand km
Kirchberg	785	7,5	9
Cursdorfer Kuppe	789	7,5	8
Haube	810	1,5	9
Reischelberg	820	1,5	7,5
Edelmannskopf	817	1,5	7,5
Rothkopf	805	3	6
Rehmhügel	766	3,5	6
Ilmsenberg	761	4,5	5
Silberberg	771	3,5	5
Langer Berg	809	7,5	2,2
b) Südlicher Gebirgsteil			
Bornberg	845	1,5	10,5
Eisenberg	853	1,5	9
Steinige Hügel	822	2	9,5
Göritzberg	795	4,5	7,5
Kieferle	868	1,5	7
Stockwiese	800	3	6
Höhe südlich Steinheid	837	2,2	5
Breitenberg	844	3,5	3,5
Fellberg	842	5	5
Kallenberg	809	5	3,5
Kl. Mittelberg	812	4,5	2,7
Gr. Mittelberg	824	5	2,3
Straßenberg	750	6	1,5
Reckberg	829	6	3
Bühler	829	6,5	1,5
Dürre Fichte	861	1,5	4,5
Rüttelsberg	821	1,5	3
Blößberg	781	4	3
Schmiede	832	3	1,5
Steger	784	4,5	1,5
Bleß	866	4	1,5
Heuberg	793	1,5	1,5
Frohnberg	791	2,2	3,5
Grendel	786	3,5	2,5
Gr. Burgberg	818	0,8	9
Schulgrundskopf	768	3	6
Hohenofenkopf	741	3,8	5
Schwefelkopf	775	2,2	7

Name	Höhe über NN m	Entfernung vom Gebirgskamm km	Entfernung vom Gebirgsrand km
Sommerberg	756	3,5	5
Höheberg	780	3	5
Simmersberg	780	4,5	4
Eckartsberg	760	4,5	1,5
III. Gebirgskamm vom Dreiherrnstein (Allzunah)-Rondel (Oberhof)			
Dreiherrnstein	810	—	—
Allzunah	753	—	—
Bhf. Rennsteig	747	—	—
Wilhelmsrod	815	—	—
Mordfleck	824	—	—
Schmücke	911	—	—
Plänkners Aussicht	973	—	—
Brandleite	879	—	—
Rondel	826	—	—
a) Nördlicher Gebirgsteil			
Morast	836	0,5	8
Gr. Helmsberg	827	1,5	6
Fürstenberg	818	2,5	6,5
Hundsrück	808	1,5	7,5
Albertinenlust	767	4,5	4,5
Pferdeberg	804	3	3,5
Hader	792	2,5	6,5
Roter Berg	753	1,5	7,5
Finsterberg	944	1,5	7,5
Mittelrain	851	0,7	7
Sachsenstein	916	2,5	7,5
Gr. Beerberg	982	0,2	7,5
Schneekopf	978	1,5	7
Brand	887	2	5
Dürrkopf	844	1,8	6,5
Sattelbach	930	0,5	6,5
Gabelbachskopf	778	3	4,5
Spielmannsleite	784	2,5	6
Leimbühl	780	4,5	3,5
Hirschkopf	771	4,5	3,5
Bundschildskopf	798	6	3

Name	Höhe über NN m	Entfernung vom Gebirgskamm km	Entfernung vom Gebirgsrand km
Rumpelsberg	799	6,5	2
Hohe Tanne	806	3,5	4,5
Kickelhahn	861	5	2,5
b) Südlicher Gebirgsteil			
Hinterer Arolsberg	783	1,5	8
Gr. Riesenhaupt	764	4,5	6
Schmidtswiesenkopf	783	5	4,5
Kalte Stande	766	6	4
Steinbühl	766	1,5	5
Stanglichswand	746	1,5	6
Hückel	746	3	4
Hohe Buche	749	4,5	3
Gr. Eisenberg	908	1,2	4,5
Wildeköpf	943	0,8	6
Spitzigberg	881	2,5	6
Farnenfleck	866	1,5	6,5
Ringberg	751	4,5	1,5
Gr. Erleshügel	840	3,5	2,5
Salzberg	867	2,5	3,5
Beerberg b. Snhl	809	4,5	1,5
Neuhäuser Hügel	886	3,3	2,3
Adlersberg	850	5	1,5
Schwarzer Kopf	752	7,5	2,3
IV. Gebirgskamm: Rondel - Neue Ausspanne b. Tambach			
Gebastein	903	—	—
Grenz-Adler	837	—	—
Brand	880	—	—
Oberlantenberg	855	—	—
Loibe	881	—	—
Ausspanne	696	—	—
a) Nördlicher Gebirgsteil			
Eckardskopf	813	2,2	6
Pöckerkopf	740	3,5	5
Schloßberg	826	2,2	6
Wadeberg	773	2,2	6
Sieglitzkopf	764	3,5	5

Name	Höhe über NN m	Entfernung vom Gebirgskamm km	Entfernung vom Gebirgsrand km
Greifenberg	900	0,5	9
Alter Berg	852	1	7,5
Saukopf	869	1,5	7,5
Kammerbach	772	3	5
Gr. Münzeberg	772	3	6
Roßkopf	757	3	6
Gr. Buchenberg	812	2,2	6,5
Rotehög	751	1,5	9
Matteböhler	727	4,5	4
Weisbache	745	6	3
Spitze	758	6	3
Kienberg	723	7,5	—
Klotze	734	7,5	0,8
b) Südlicher Gebirgsteil			
Schützenberg	897	2,2	6,5
Dörrkopf	875	1,3	7,5
Sternberg	894	1,8	7,5
Gebrannter Stein	897	2,2	6
Sumpf	898	1,5	4,5
Hohe Möst	887	1	4,5
Hellenberg	795	1,3	3,5
Hoher Berg	752	1,8	2,2
Rudelshagen	802	1,5	3,5
Salzkopf	732	1,3	4,8
Roderberg	726	2	3,5
Hermannsberg	868	3	2,3
Steinhauck	788	3	2,5
Ruppberg	866	3,3	3,3

breiten Plateau des Dün der schmale Rücken der Hainleite aus. Daß letzterer ebenfalls der „präoligozänen“ Peneplain angehört, wird allgemein anerkannt. Mit derselben Berechtigung gilt dies vom Kamm des Thüringer Waldes. Die über die Gipfelpunkte gelegte flachwellige Ebene geht ohne Stufe, ohne Unterbrechung ebenfalls in die Hochebene des Frankenwaldes über. Die gedachte Fläche ist die jungtertiäre Landoberfläche, sie wird heute noch dargestellt durch die Gipfelpunkte der Berge und den Kamm des Thüringer Waldes.

Vergegenwärtigen wir uns einmal kurz, wie in dem schmalen, aus der Peneplain herausgehobenen Horst des Thüringer Waldes die Erosion angreifen mußte. Zunächst bildeten sich kurze Täler, die quer zum Streichen des Gebirgskeiles gerichtet waren. Je weiter die Täler sich nach rückwärts verlängerten, um so mehr wurde Gelegenheit zur Anlage von Seitentälern gegeben an Orten, wo weichere Gesteine ausstrichen oder sonstige Umstände günstig waren. Durch diese letzteren Täler wurden die Rücken, die in gleicher Höhe mit dem Kamm von diesem ausstrahlten und die Querflüsse voneinander trennten, ihrerseits in einzelne Stücke zerlegt und vom Kamm getrennt. Der Vorgang ist in dem schematischen Profil (Abb. 15) dargestellt, das als Längsschnitt durch

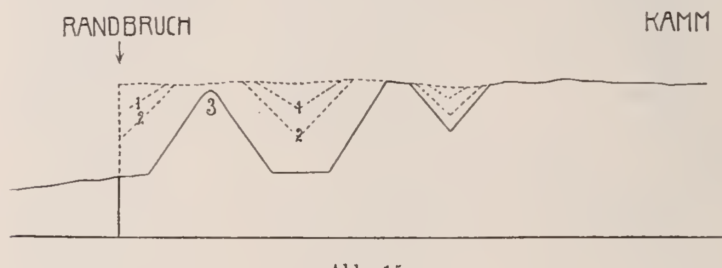


Abb. 15.

einen derartigen Querrücken gedacht ist. Stadium 1 zeigt den Beginn der Erosion. Bei fortschreitender Vertiefung werden zunächst nur die Flanken angegriffen werden. Die obere Fläche der Berge bleibt noch unberührt (Stadium 2). Erst später, wenn deren Durchmesser immer geringer wird, wird die Erniedrigung der Berge einsetzen (Stadium 3) und zwar am Gebirgsrand beginnend und allmählich zum Kamm vorrückend. So können sich Teile des Gebirgsrandes schon im Stadium 3 befinden, während das Hauptgebiet noch im Stadium 2 verharrt.

Der oben umgrenzte Teil des Thüringer Waldes befindet sich in diesem Zustand. Zahlreiche Querrücken laufen vom Kamm aus, wie ein Blick auf Beyschlags Höhenschichtenkarte zeigt, doch hat deren Zerteilung bereits begonnen, an manchen Stellen nur wenig, an anderen stark. Die Randberge sind fast überall erniedrigt. In zwei Gebieten ist dieser Vorgang tief in das Gebirge eingedrungen, sodaß kesselförmige Hohlformen entstanden sind: einmal im Suhl—Zellaer Granitkessel, wo die geringere Widerstandsfähigkeit des Granits gegenüber den ringsum auftretenden Porphyren und Por-

phyriten die Ursache bildet, und zweitens im Quellgebiet der Schwarza, die im Verein mit ihren kräftigen Nebenflüssen eine stärkere Ausräumungsarbeit geleistet hat als die übrigen Flußsysteme, wobei die Erosion noch durch die Sattelstellung der Schichten unterstützt wurde. In diesen Gebieten sind die letzten Reste der jungtertiären Landoberfläche verschwunden.

Nun wird auch klar, weshalb westlich der Linie Tambach—Schmalkalden nur noch unbedeutende Reste der Fastebene nachzuweisen sind. Dieses Gebiet befindet sich ebenfalls im Stadium der Erniedrigung. Die Gründe sind leicht zu ersehen.

Schon wenn wir den Kamm des Thüringer Waldes ins Auge fassen, fällt ein Ansteigen desselben von Ost nach West auf. Die durchschnittliche Kammhöhe der oben abgegrenzten Teile steigt um 100 m. Noch deutlicher wird diese Tatsache, wenn wir einen Vergleich mit den Teilen des nördlichen Vorlandes ziehen, in denen die jungtertiäre Fastebene noch vorhanden ist. Bis zu einer Höhe von durchschnittlich 450 m erheben sich die Ilmplatte, das Plateau von Gossel und der Hainich. Der vertikale Abstand von der Fastebene im Frankenwald und Thüringer Wald wird von Südosten nach Nordwesten immer bedeutender, der Horst ist im nordwestlichen Teil höher gehoben, die alte Fastebene ist im Thüringer Wald schief gestellt, während sie im Vorland ein gleichmäßiges Niveau behalten hat. Dazu kommt, daß die Entwässerung jenseits der Linie Tambach—Schmalkalden im Norden wie im Süden des Gebirges nach Westen gerichtet ist, daß sich also der tiefliegende Spiegel der Werra rückwirkend geltend macht. Der Spiegel der Hörsel liegt bei Eisenach 210 m, der der Werra bei Lauchröden 200 m über N. N. Zum Vergleich einige andere Zahlen: Ilm südlich Gräfinau 419 m, Gera bei Angelroda 385 m. Apfelstädt am Einfluß der Ohra 334 m. Dazu treten noch Gründe, die im geologischen Aufbau liegen. In der Umgebung von Schmalkalden, Brotterode und Ruhla spielen Gneise und Granite eine große Rolle. Die geringere Widerstandsfähigkeit solcher Gesteine lernten wir bereits bei der Schilderung des Suhl—Zellaer Granitkessels kennen. Von großer Bedeutung ist ferner die zunehmende Verschmälerung des Gebirges. Alle diese Faktoren wirkten zusammen und schufen ein stark gegliedertes Gelände, dem die alte Peneplain keinen sichtbaren Stempel mehr aufdrückt.

Beispiele für die gesetzmäßige Anordnung der Bergformen im übrigen Teil des Gebirges lassen sich in großer Zahl beibringen. Vom Dreiherrenstein (823 m) bei Neustadt am Rennsteig zweigt ein Rücken nach NO ab, der bis zum Fürstenberg (818 m) die alte Höhe behält und von dort in den Gipfelpunkten bis zum Gebirgsrand nur wenig erniedrigt wird (Stechberg 760 m, Brandköpfe 727 m). Bei Allzunah beginnt der Rücken, der über Großen Hundsberg (824 m) und Hohe Tanne (806 m) zum Kickelhahn bei Ilmenau (861 m) verfolgt werden kann. Nach Süden geht es über den Meisenhügel (753), Gr. Riesenhaupt (764), Kl. Riesenhaupt (760), Schmidswiesenkopf (783) zur Kalten Staude (766). Auf dieser Höhe verläuft die „Hohe Straße", ein alter Verkehrsweg, wie überhaupt die Anordnung der Bergzüge für die Siedlungs- und Verkehrsgeographie von großer Bedeutung ist. Wie die Querrücken mit der Annäherung an den Randbruch in einzelne Kuppen zerlegt und diese schließlich erniedrigt werden, läßt sich an dem Höhenzug südlich von Schmiedefeld (J-Weg), der von der Höhe der Fraubachswand (jenseits das Nahetals) in seiner Gesamtheit überblickt werden kann, besonders gut studieren. Vom Hückel (746 m) geht der Kamm ohne nennenswerte Erniedrigung bis zur Hohen Buche (749), um dann in mehrere Kuppen (Aude-Berg 702, Brunnenhügel 705 m) aufgelöst zu werden, die am Gebirgsrand noch mehr erniedrigt sind (Silbacher Kuppe 627 m). Die langen, vom Hauptkamm ausstrahlenden Rippen lassen sich vom Schneekopfturm aus gut übersehen (Taf. I, Abb. 2). Nordwestlich vom Schneekopf, in der Umgebung von Oberhof, sind sogar noch breite Plateauflächen erhalten, die man in größerer Ausdehnung vor allem im östlichen Teil des Thüringer Waldes noch findet. Sie kommen auf den Meiningischen Forstkarten in ausgezeichneter Weise zum Ausdruck (Abb. 16).

Die Heraushebung des Thüringer Waldes erfolgte an den Randspalten nicht gleichmäßig. Die Sprunghöhe der nördlichen Randverwerfung nimmt nach Südosten, die der südlichen nach Nordwesten dauernd ab. Infolgedessen sind die Gebirgsränder schiefgestellt, und die Ränder der Fastebene in entgegengesetztem Sinne aufgebogen. Das hat zur Folge, daß die Fastebene ebenfalls schräg steht, daß die schiefen Ebenen sich begegnen und etwa in O-W-Richtung schneiden müssen, wie das in schematischer Weise Abb. 17 zeigt. Bis zur Schnittlinie muß im nordwestlichen Teil die Ab-

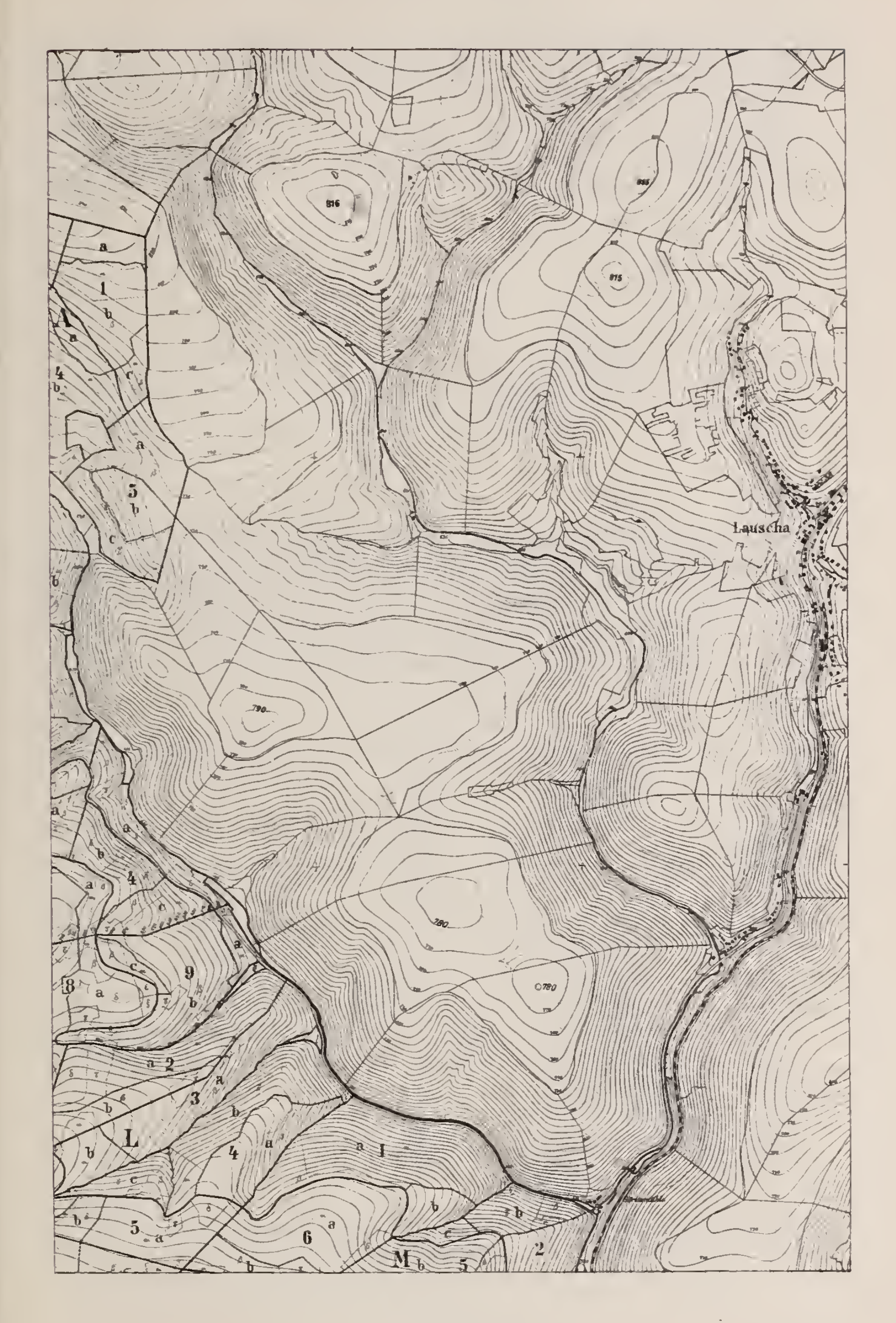


Abb.16

Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin



dachung im allgemeinen[1]) nach S, im südöstlichen nach N gerichtet sein. Für das östliche Schiefergebirge ist diese Tatsache schon lange bekannt. Dort fehlt die nördliche Randspalte ganz, und die Schiefstellung des Blocks äußert sich darin, daß die nach N fließenden Gewässer die alten Mäander der Fastebene benutzen[2]) und erweitern, während die den südlichen Gebirgsabbruch kreuzenden

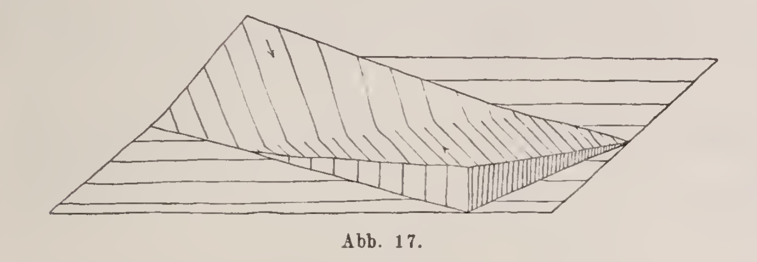


Abb. 17.

Flüsse scharfe Erosionstäler bilden. Bei der Auflösung der Hochfläche im westlichen Teil des Gebirges kann die Abdachung naturgemäß nur undeutlich hervortreten. Doch ist sie noch zu erkennen, wenn man an geeigneten Stellen in N-S-Richtung Profile durch das Gebirge hindurchlegt, wie das Abb. 18 und Tabelle 6 zeigen. —

Tabelle 6

Profil I			Profil II		
Nr.	Name (Abb. 18)	Höhe über NN m	Nr.	Name	Höhe über NN m
1.	Schneekopf	978	1.	Kickelhahn	861
2.	Fichtenkopf	965	2.	Hohe Tanne	806
3.	Gr. Eisenberg	908	3.	Gr. Hundskopf	824
4.	Neuhäuser Hügel	886	4.	Gr. Riesenhaupt	764
5.	Adlersberg	850	5.	Kl. Riesenhaupt	760
			6.	Schmidswiesenkopf	783
			7.	Kalter Staudenkopf	766
			8.	Buchenkopf	715
Entfernung von 1—5 : 9 km			Entfernung von 1—8 : 16 km		

[1]) Im allgemeinen! Durch die langgestreckte Form des Gebirges und durch die Ungleichmäßigkeit der Bewegung kommen Abweichungen nach O und W vor.

[2]) Zahlreiche Flußschlingen sind jünger.

Wenn wir also zusammenfassen, so ist die Entwicklungsreihe, deren jüngstes Glied die gegenwärtige Oberflächengestaltung des Thüringer Waldes darstellt, folgende:

1. Die jungtertiäre Fastebene wird durch Gebirgsbewegungen, die an alten, SO-NW gerichteten Spalten wieder aufleben, zerlegt und ein Teil derselben als schmaler Horst in die Höhe gepreßt.

2. Gleichzeitig beginnt die Tätigkeit der Erosion und erzeugt zunächst Täler, die senkrecht zur Streichrichtung der Spalten verlaufen. Die leicht gewellte Oberfläche wird dadurch zerschnitten

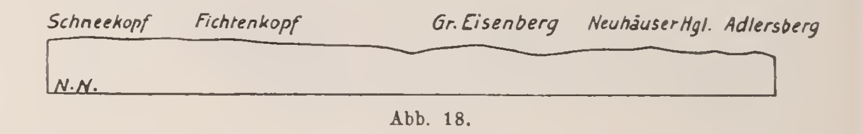


Abb. 18.

derart, daß an einem der Streichrichtung des Horstes gleichlaufenden Kamm Querkämme nach beiden Seiten ausstrahlen, die breit am Hauptkamm ansetzen, und nach vorn schmäler werden. Doch läuft der Hauptkamm nicht den Randverwerfungen parallel, sondern wird durch das mehr oder weniger rasche Rückwärtsschreiten der Erosion der nach beiden Seiten abströmenden Gewässer bald weiter nach Norden, bald nach Süden verlegt, so daß er eine gewundene Linie darstellt. Später wird er auch an einigen Stellen selbst angegriffen und erniedrigt.

3. Mit der fortschreitenden Vertiefung der Quertäler greift die Erosion auch auf die Querkämme über. Sie werden in einzelne linear angeordnete Bergkuppen zerlegt, deren Höhe zunächst nicht erniedrigt wird, da die Erosion seitlich arbeitet und die Gipfelfläche erst angreift, wenn sie in den Bereich der seitlichen Erosion gelangt. Dieser Fall tritt zuerst am Rande des Gebirges ein, und so befindet sich der Hauptteil des Thüringer Waldes heute in dem Zustande, daß die Randberge bereits zum größten Teil erniedrigt sind, daß aber bei Annäherung an den Kamm bald Gipfelpunkte oder breite Gipfelflächen erreicht werden, die ihre ursprüngliche Höhe bewahrt haben. Legt man über letztere eine Fläche, so erhält man die jungtertiäre Landoberfläche.

4. Relativ tiefliegende Erosionsbasis, leichte Zerstörbarkeit der Gesteine oder besonders starke Kraftäußerung der erodierenden Wasserläufe haben nordwestlich der Linie Tambach—Schmalkalden, im Suhl—Zellaer Granitkessel und im Gebiet der Schwarza eine völlige Zerstörung der alten Oberfläche herbeigeführt.

V. Das Alter der jüngeren Einebnungsfläche

Der erste sichere Nachweis des Vorhandenseins pliozäner Ablagerungen in Thüringen wurde von K. v. Fritsch[1]) geführt. Auf der Höhe östlich von Rippersroda (Blatt Plaue der geologischen Spezialkarte) liegen Tone, Walkerden, Kiese und Sande in Verbindung mit einem unbedeutenden Braunkohlenflöz, aus denen eine ansehnliche Flora und Fauna bekannt geworden ist. Das Vorkommen von Mastodon arvernensis Croiz. et Job. ermöglichte die genaue Altersbestimmung als Oberpliozän. Damit war eine Grundlage zu weiteren Beobachtungen geschaffen, und im Jahre 1900 konnte E. Wüst[2]) eine zusammenfassende Darstellung des Thüringer Pliozäns geben. Ihm folgte später Reichardt[3]) bei der Schilderung des Flußgebietes der Gera. In beiden Arbeiten ist die weitere Literatur, die sich mit dem Gegenstand beschäftigt, angeführt.

Da mit Ausnahme der Ablagerungen von Rippersroda überall charakteristische Fossilien fehlen, ist die Altersbestimmung des Pliozäns und dessen Abtrennung vom Diluvium nicht leicht, und nicht immer stimmen die Ansichten der Autoren überein.

Die Gesichtspunkte, nach denen die Abgrenzung der Sedimente voneinander vorgenommen wurde, entspringen aus Betrachtungen über die Lage und über die pliozäne Verwitterung. Die Lage, das heißt die Höhenlage über dem heutigen Bett der Flüsse, erweist sich nicht immer als zuverlässig. Schon das Vorkommen von Rippersroda, auf das alle anderen verdächtigen Ablagerungen bezogen werden müssen, nimmt eine ganz verschiedene Höhenlage ein. Es liegt im Süden etwa 70 m, in seinem nördlichsten, mit Sicherheit festgestellten Punkt (Bahneinschnitt) nur 10 m über der heutigen Talaue. Es geht daraus hervor, daß durch postpliozäne Bodenbewegungen das Niveau pliozäner Ablagerungen verändert sein kann. Die Veränderungen sind hervorgerufen worden durch Auslaugung von Gips oder Salz und bestehen dann in Senkungen, oder durch tektonische Bewegungen. Eine rasche Änderung des

---

[1]) K. v. Fritsch, Das Pliozän im Talgebiete der zahmen Gera in Thüringen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, 1884, S. 389—437. Zuerst mitgeteilt in: Über tertiäre Säugetierreste in Thüringen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1881, S. 476—478.

[2]) E. Wüst, Untersuchungen über das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens. Abhandl. d. Naturforsch. Gesellsch. zu Halle, Bd. XXIII, 1901.

[3]) A. Reichardt, Die Entwicklungsgeschichte der Gera und ihrer Nebengewässer. Zeitschrift für Naturwissenschaften, Halle, 81. Band, S. 321—432.

Niveaus durch tektonische Bewegungen konnte nur im Bereich der Störungszonen vor sich gehen. Abseits der Störungszonen äußern sich die tektonischen Kräfte nur durch eine langsame Aufwölbung großer Flächen. Wo lange Schotterzüge in gleicher Höhenlage immer wieder auftreten, kann auf Gleichaltrigkeit geschlossen werden.

Auf die Verwitterungserscheinungen des Pliozäns hat Wüst[1]) besonders hingewiesen. Die Porphyrgerölle der Schotter sind gebleicht und ihre Feldspäte kaolinisiert. Besonders wichtig ist aber das Fehlen von Kalk. Die Tone (mit Ausnahme der Schneckenmergel von Rippersroda) brausen mit Salzsäure nicht, und die Schotter führen keine Kalkgerölle. Dies ist um so auffälliger, als ein großer Teil des Pliozäns auf Muschelkalk aufliegt und in solchen Schottern, wie Reichardt[2]) mitteilt, nicht selten Hornstein aus dem Muschelkalk vorkommt. Die Sedimente zeigen die „zwischen fast weiß, hellrostgelb und mennigrot unregelmäßig großfleckig schwankenden Farben, wie sie für alt- und jungtertiäre Verwitterung gern als bezeichnend angesehen wird“ [3]).

Nach allen genannten Gesichtspunkten sind die Pliozänvorkommen in Flußsysteme eingeordnet worden, die Reichardt auf seiner Karte wiedergegeben hat[4]). Die Wilde Gera floß von Gräfenroda nach Norden, östlich an Frankenhain und Crawinkel vorbei, um Gossel herum und über Espenfeld und die Alteburg nach Arnstadt. Einen ähnlichen Verlauf nahm die Ohra. Sie kam über den Goldberg[5]), Heerda, Tambuchshof, Bittstedt nach Espenfeld, wo sie in die Wilde Gera einmündete. Die Zahme Gera vereinigte sich erst bei Arnstadt mit der Wilden Gera.

Abb. 19 zeigt nun ein Profil über das Plateau von Gossel und von dort nach O über das Pliozän westlich vom Bahnhof Gräfenroda bis zu den Ablagerungen von Rippersroda. Aus dem Profil geht zunächst hervor, daß die Täler in ein Plateau einge-

---

[1]) a. a. O. S. 23.

[2]) a. a. O. S. 345.

[3]) Zimmermann, Über das Rät und „Pliozän“ auf dem Kirchberg bei Bittstedt unweit Arnstadt in Thüringen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1919, II, S. LXXI.

[4]) Wie Reichardt hervorhebt, verbergen sich in den Schotterzügen mehrere Terrassen, weshalb angenommen werden kann, daß an solchen Stellen ihr Alter bis in das Diluvium hineinreicht.

[5]) Vielleicht sind die von Weber (Thüringer Monatsblätter, 1922, Heft 3, S. 18) erwähnten Schotter gleichaltrig.

schnitten sind. Dieses Plateau ist die jungtertiäre Abtragungsfläche. Sie ist am Südrand des Thüringer Beckens nicht in so großer Ausdehnung erhalten wie etwa im Muschelkalkgebiet der Ilmplatte, doch kann sie in einzelnen Stücken immer wieder erkannt werden. Im „Schönen Feld“ südlich von Stadtremda kehrt sie

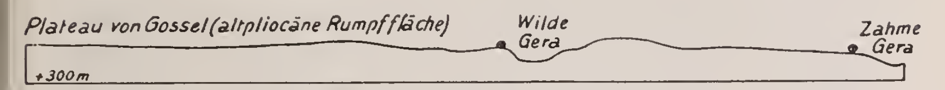


Abb. 19. ⊕ Pliocäne Ablagerungen.

wieder (hier sind auch Tertiärreste erhalten geblieben) und findet auf dem Plateau des Kalmbergs und Tännichs ihre nördliche Fortsetzung. Besonders klar geht das aus der Abbildung hervor, die Passarge[1]) gegeben hat. Hierhin gehört auch das Plateau von Gossel, das mit seiner südwestlichen Begrenzung direkt an die Randspalte[2]) des Thüringer Waldes austößt und, je weiter man nach N und O vorschreitet, umsomehr durch Täler zerlappt und zerlegt wird. Alle diese Flächen sind zweifellos Einebnungsflächen, und sie müssen der jüngsten Einebnung angehören, die das Gebiet betroffen hat.

Aus den Profilen geht weiterhin hervor, daß das Pliozän in Tälern abgelagert ist, die ganz flach in die jungtertiäre Fastebene eingesenkt sind. Das Oberpliozän bildet die erste Terrasse, im Oberpliozän oder kurz vorher kann also die Zerstörung der Fastebene erst eingesetzt haben. Die Fastebene besitzt infolgedessen altpliozänes Alter.

Ein weiteres Vorkommen, das mit großer Wahrscheinlichkeit dem Pliozän zugerechnet werden muß, liegt westlich vom Hohen Kreuz bei Stadtilm. Es ist ein kalkfreier Ton, den Zimmermann[3]) und Wüst[4]) eingehend beschrieben haben. Von den darin vorkommenden Knochenresten konnte Wüst die von Zimmermann erwähnten Pferdezähne als Equus Stenonis Cocchi bestimmen, „eine Pferdeform, welche in den Pliozänschichten mit Fauna von Typus der Fauna von Asti usw. häufig ist, aber auch im I. Interglazial

[1]) Morphologie des Meßtischblatts Stadtremda; Mitteil. der Geogr. Gesellsch. in Hamburg, Bd. XXVIII, 1917, Abb. III (zw. S. 36 u. 37).

[2]) Erläuterung zu Blatt Crawinkel-Gräfenroda

[3]) Erläuterung zu Blatt Stadtilm.

[4]) a. a. O., S. 29—31.

noch vorkommt". Die hohe Lage und das Fehlen von Kalk haben Wüst und Zimmermann bestimmt, den Ton als pliozän anzusprechen. Hier läßt sich der Zusammenhang mit der jungtertiären Landoberfläche nicht direkt erweisen. Das Pliozän liegt als Erosionsrest auf der Höhe der zwischen Stadtilm und Marlishausen sich erhebenden Anhöhe.

Die von E. E. Schmidt[1]), K. v. Fritsch[2]) und Wüst[3]) behandelte Walkerde von Dienstedt (südl. Kranichfeld) gehört ebenfalls mit großer Wahrscheinlichkeit zum Pliozän. Sie bildet, zusammen mit Kiesen und Sanden, eine bis 10 m mächtige Ablagerung der Ilm. Die wenigen aufgefundenen Knochenreste sind für eine genaue Altersbestimmung nicht ausreichend gewesen. Bruchstücke eines Elephantenzahnes bestimmte K. v. Fritsch als Elephas meridionalis Nesti. Dieser findet sich im Oberpliozän und im ersten Interglazial. Trotzdem sind die Ablagerungen wegen des fehlenden Kalkgehaltes und des Vorhandenseins aller für pliozäne Ablagerungen charakteristischen Merkmale mit großer Wahrscheinlichkeit zum Pliozän zu stellen. — Auffällig ist die tiefe Lage, in der sich die Ablagerungen im Vergleich mit allen übrigen Pliozänablagerungen befinden. Schon Wüst hat darauf aufmerksam gemacht. Sie liegen an ihrer höchsten Stelle etwa 50 m über dem Niveau der Ilm, während die pliozänen Geraschotter sich bis 90 m erheben. Ihre höchste Stelle befindet sich ungefähr 55 m unter der jungtertiären Fastebene, die vom Schönen Feld her über Kalm und Tännich gelegt werden kann. Betrachten wir nun das Landschaftsbild, so ergibt sich sofort, daß in SO—NW-Richtung quer über das Ilmtal eine Senke zieht, die außerordentlich deutlich im Gelände erkannt werden kann. Sie beginnt im Nordwesten oberhalb Witzleben[4]), verläuft von Elchleben nach Dienstedt und von hier über den Paß von Breitenheerda (zwischen Kalm und Tännich) hinab nach dem Remdaer Kessel[5]). Die Einsenkung fällt genau mit dem tektonischen Graben der nördlichen Remdaer Störungszone zusammen. Da in dem Graben seit der

[1]) Erläuterung zu Blatt Kranichfeld.

[2]) Erläuterung zu Blatt Stadt Remda.

[3]) a. a. O., S. 25—28.

[4]) Es ist beachtenswert, daß fast genau in der Verlängerung nach NW die Stelle liegt, wo die Wipfra fast rechtwinklig nach NW umbiegt.

[5]) Abbildung bei Passarge, a. a. O. Abb. XIX. Die tiefe Lage des Pliozäns hat Passarge veranlaßt, für diese Zeit ein Hügelland anzunehmen (a. a. O. S. 200).

letzten Einebnung nachweislich kein Gewässer geflossen ist, welches erodierend gewirkt haben kann, so müssen in der Störungszone auch postpliozäne Senkungen erfolgt sein, denen das Pliozän seine tiefe Lage verdankt. Solche Senkungsvorgänge mußten für die Ilm ein breites Becken schaffen, in welchem sie ihre Schuttmassen ablagern konnte, bis ihr Abfluß durch den Felsriegel nach Kranichfeld zu, der Senkung entsprechend, vertieft war. In der Tat sehen wir bei Dienstedt einen Stillstand der Erosion. Das Pliozän wird nämlich von kalkreichen, also diluvialen Schottern überdeckt, und diese breiten sich in einer seeartigen Erweiterung des Ilmtals weithin aus. Bei einem normalen Fortgang der Erosion müßten wir erwarten, daß die diluvialen Terrassen tiefer liegen als das Pliozän.

VI. Pliozäne (?) Terrassen im ostthüringischen Schiefergebirge

1. Das Saaletal

Es ist schon lange bekannt, daß wahrscheinlich nicht allle Terrassen des mittleren Saalelaufes dem Diluvium angehören, sondern wohl zum Teil älter sind. Auch Naumann-Picard haben diese Auffassung in ihrer zusammenfassenden Darstellung[1]) vertreten. Wenn die Thüringer Rumpffläche altpliozänes Alter besitzt, so müssen die ältesten Terrassen ebenfalls dem Pliozän angehören.

Im Schiefergebirge hat Zimmermann[2]) mehrere Terrassengruppen unterschieden. Ein Altersbestimmung hat Ebert[3]) in seiner an neuen Beobachtungen reichen Arbeit versucht. Er kommt zu dem Ergebnis, daß die oberste Terrasse alt- bzw. prätertiäres Alter besitzt. Nach unserer Bestimmung der Rumpfebene dürfte die Terrasse mit großer Wahrscheinlichkeit in das Pliozän zu versetzen sein. Auch bei dem Tieferlegen des Flusses wäre ein völliger Stillstand während der ganzen Tertiärzeit un-

[1]) Die Terrassen des mittleren Saalelaufes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt, 1915, Bd. XXXVI, I, Heft 2.

[2]) Erläuterungen zu den Blättern Saalfeld, Schleiz, Hirschberg.

[3]) Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringerwald und Frankenwald. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt XLI, Teil I.

verständlich und eine Lücke vom Alttertiär bis zum Diluvium kaum zu erklären. Auch in der Zusammensetzung unterscheiden sich die Schotter der obersten Terrasse von den tiefergelegenen und sind den Pliozänschottern ähnlich. Zimmermann führt von Blatt Saalfeld an: Quarz und Quarzit (90%), daneben Kiesel- und harte Tonschiefer, Brauneisenstein, selten Grauwacke und ausnahmsweise Gneis, Granit, Porphyr und ähnliche, häufig stark verwitterte Gesteine. Die Unterlage der Schotter ist häufig buntfarbig verwittert oder zersetzt. — Auch Naumann[1]) kam bei einem Vergleich dieser Schotter mit den „Oligozänablagerungen" von Jena und tieferen Saaleterrassen zu dem Schluß, daß sie vielleicht miozänen oder pliozänen Alters sein könnten.

2. Das Elstertal

Im Elstertal finden sich ziemlich hoch über dem heutigen Flußbett Kiese, die in ansehnlicher Mächtigkeit von Elsterberg an flußabwärts immer wieder aufgeschlossen sind. Sie sind auf der geologischen Spezialkarte[2]) als Oligozän bezeichnet worden.

Ansehnliche Mächtigkeit erreichen die Kiese am Reisberg nördlich von Greiz. Sie sind hier nach der Korngröße sortiert, das tonige Material tritt im Kies zurück und findet sich in einzelnen gelb oder weiß gefärbten Tonbänken. Die groben Quarzgerölle, die aber selten Kopfgröße erreichen, sind bankweise angeordnet, auch finden sich Bänke von gleichkörnigem grobem Sand. Die Gerölle bestehen fast nur aus Quarz, daneben aus Kieselschiefer. Silurschiefer, Silurquarzit, Diabas und andere Gesteine verschwinden fast ganz.

Vom Reisberg aus kann man deutlich beobachten, wie sich, am gegenüberliegenden Hainberg beginnend, ein in die Rumpffläche eingesenkter Terrassenzug über der Elster hinzieht. Auf ihm liegen überall Schotter, die dem Reisbergschotter gleichaltrig sind. Am Hainberg sind sie ebenfalls gut aufgeschlossen. Sie bestehen auch hier vorwiegend aus Quarz, der bedeutende Größe (bis ½ m Durchmesser) erreicht, daneben aus Kieselschiefer, Silur-

---

[1]) Beiträge zur Kenntnis des Thüringer Diluviums. Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1912, S. 326.

[2]) Blatt Naitschau-Elsterberg, Greiz-Reichenbach, Waltersdorf, Weida. Siehe auch: Liebe, Übersicht über den Schichtenaufbau Oststhüringens. Abhandl. zur Geolog. Spezialkarte von Preußen, Bd. V, Heft 4.

schiefer in teils frischem, teils stark zermürbtem Zustand, Silurquarzit, selten zersetzter Diabas. Einzelne Bänke sind durch Brauneisen fest verkittet („Eisenschwarte“ der Arbeiter).

Der Untergrund der Kiese wird durch Untersilurschiefer gebildet, die am Berg frisch anstehen, unter dem Schotter aber gelb zersetzt und zermürbt sind. Die Kiese liegen also noch auf der Verwitterungsrinde, die für die Rumpffläche charakteristisch und von Zimmermann eingehend beschrieben worden ist. Sie liegen aber nicht auf der Rumpffläche selbst, sondern sind in dieselbe eingesenkt. Stücke zersetzter Gesteine sind dem Kies beigemengt, in aufbereitetem Zustand bilden sie braune bis ockergelbe Lehmbänke. Auch der Kies ist stark lehmig und bei weitem nicht so gut durchgewaschen wie am Reisberg. Hier befinden wir uns offenbar in einem langsamer fließenden, aber ufernahen Teil des Flusses, in den vom Rand die zersetzten Gesteine hineingelangten, aber nicht völlig aufbereitet wurden.

Beim Abbau der oberen Sohle gelangte man auf den anstehenden Untergrund, ebenso beim Abbau der unteren Sohle. Es werden also zwei Felsterrassen vom Kies verhüllt, was 1922 direkt aufgeschlossen war. Daraus geht hervor, daß die Erosion und vielleicht auch die Aufschüttung nicht als einheitliche Vorgänge aufzufassen sind.

Stromaufwärts finden sich in denselben Schottern wieder bedeutende Aufschlüsse bei Dölau. Über dem östlichen Talhang erreichen die Wände der Kiesgruben 15 m Höhe, ohne daß bisher die Sohle angeschnitten wurde. Die Schichtung ist unregelmäßig, Sandbänke sind eingeschaltet, die Gerölle durch lehmiges Material verkittet, wodurch die Packung fest wird und die Wand gut steht. Der Ton ist gelb, grau oder rein weiß und bildet meist nur kleinere Nester und Linsen. Die Korngröße der Gerölle geht bis Faustgröße. Größere Stücken kommen nicht selten, aber doch in weit geringerer Zahl vor. Manche erreichen $^1/_2$ m Durchmesser. Gewisse Teile des Kieslagers sind durch Brauneisen fest verkittet. Zusammensetzung wie oben, doch kommt Brauneisenstein in teils großen Stücken hinzu, und zwar solches Erz, wie es vielfach bei der Verwitterung der Schiefer an der Rumpfebene sich gebildet hat (Hunsrücktypus).

Die Kiese flußabwärts von Greiz bieten nichts Abweichendes. Von Interesse sind noch die ausgedehnten Ablagerungen bei Weida. In den Gruben südwestlich von Zschorte fand sich Knollenstein

als Geröll. Diese Schotter können also ebenfalls nicht mit den weiter nördlich vorkommenden Eozänablagerungen gleichgestellt werden, sondern müssen jünger sein. Ich stelle sie in dieselbe Gruppe mit den Ablagerungen der obersten Elsterterrasse, wozu auch ihre Höhenlage paßt.

Die Altersbestimmung aller dieser Ablagerungen ist besonders schwierig. Ich würde sie ihrer Lage und Zusammensetzung nach unbedenklich ins Pliozän stellen. Sie sind nur wenig in die Fastebene eingesenkt, und sie setzen sich zusammen aus den zersetzten und unzersetzbaren Verwitterungsprodukten dieser Abtragungsfläche, sind also nach dem Verwitterungsgrad des Muttergesteins mit den Pliozänablagerungen Thüringens gleichzustellen.

Nun sind jedoch im Bereich der Terrassen, zuweilen auch in den Kiesgruben, Feuersteine gefunden worden. Auf Grund dieser Funde sind auf Credners Geologischer Übersichtskarte des Königreichs Sachsen (1908) die Ablagerungen zum Diluvium gezogen worden, die vollständig gleichen Quarzschotter im Pleiße- und Muldetal, in denen bisher keine Feuersteine gefunden wurden, sind jedoch als Tertiär verzeichnet worden. Mit Recht hat Zimmermann[1]) gegen eine Versetzung in das Diluvium Bedenken erhoben, und zwar „einerseits, weil sonst die Grenze nordischer Geschiebe bis zu einer Höhenlage emporsteigen würde, die sie sonst nirgends in Thüringen erreicht, ferner weil alle sonstigen Tertiärschotter Thüringens sich gegenüber den diluvialen gerade durch ihren Bestand aus fast nur Quarzgeröllen kennzeichnen, und endlich, weil bisher nicht ein einziges nordisches Geschiebe, ein Granit oder Gneis oder selbst ein so hartes wie Dalaquarzit, von jenen fleißigen Sammlern gefunden worden ist“. Über die Ablagerungen ist das letzte Wort noch nicht gesprochen.

3. Das Göltzschtal

Die Göltzsch mündet als rechter Nebenfluß oberhalb Greiz in die Elster. Die vom Elstertal beschriebenen Terrassen lassen sich auch hier sehr schön erkennen, auf ihnen liegen ganz ähnliche Ablagerungen.

In der großen Kiesgrube, die unmittelbar nördlich von Netzschkau in Betrieb gehalten wird, ist die Schichtung sehr

---

[1]) Bericht über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1921, S. XXVIII.

unregelmäßig und bunt. Die Schotter setzen sich vorwiegend aus Quarz, daneben aus Kieselschiefer zusammen, andere Gerölle fehlen so gut wie ganz. Sie sind fast durchweg durch Brauneisen gebräunt, stellenweise fest verkittet. Die feinen Abtragungsprodukte finden sich als weiße Tone oder als leuchtend gelbe bis blutrote Lehme angereichert. Da sich die tonigen Massen gegen eine nachträgliche Umfärbung immer besonders widerstandsfähig erweisen, so müssen die bunten Farben schon bei der Ablagerung vorhanden gewesen sein. Wir müssen in den farbigen Lehmen die umgelagerten buntzersetzten Verwitterungsdecken der altpliozänen Rumpffläche sehen. Das wird mit Sicherheit bewiesen durch die Aufschlüsse, die am gegenüberliegenden Mühlberg (westlich von Mylau) in derselben Terrasse geschaffen wurden. Im nördlichen Teil der umfangreichen Kiesgruben ist die Unterlage der Schotter angeschnitten (Juli 1922). Es sind weiche zersetzte Schiefer, buntgefleckt in allen Farben von weiß über gelb, rot, violett, grün bis dunkelblaugrau. Über ihnen folgt zunächst eine grobe Blockpackung, darüber Lehme, Tone, Sande und Kiese wie bei Netzschkau, nur treten die roten Lehme noch mehr hervor. — Für die Altersstellung gilt dasselbe, was über die Schotter des Elstertales gesagt wurde. Auch diese Ablagerungen halte ich für stark pliozänverdächtig.

VII. Die Heraushebung des Thüringer Waldes

Die Lage der altpliozänen Rumpffläche konnte im Thüringer Becken, im Frankenwald und auch im Thüringer Wald festgestellt werden. Vergleicht man nun die einzelnen Teile, so stellt sich bald heraus, daß sie sich in verschiedener Höhenlage befinden und daß die einzelnen Flächenstücke in verschiedenem Maße gehoben und in verschiedener Richtung gegeneinander gekippt sind. Es ergeben sich ganz ähnliche Verhältnisse, wie sie J. Weigelt[1]) für den Harz und dessen Vorland erkannt und als „Kippschollenkreuzung“ bezeichnet hat.

Die Schollenbewegung, aus der sich die Zerlegung der Rumpffläche ergibt, muß jünger sein als diese. Wir bekommen damit tektonische Bewegungsvorgänge, die im Oberpliozän beginnen. Insbesondere muß die Heraushebung des

[1]) Die Mitteldeutschen Steinkohlenablagerungen. Jahrb. d. Hall. Verbandes, Bd. 2.

Thüringer Waldes in dem Ausmaß des heute vorliegenden Gebirges im Oberpliozän eingesetzt haben. Wann dieser Vorgang sein Ende erreicht hat, ist nicht bekannt. Aber es ist wahrscheinlich, daß er im Diluvium weitergegangen ist.

Ebenso sicher ist aber die Tatsache, daß das Gebirge schon in älteren Perioden bestanden hat. Die Einebnung geht ja über Paläozoikum und Rotliegendes gleichmäßig hinweg. Philippi hatte bereits erkannt, daß die jüngeren Bewegungen sich mit Vorliebe an ältere Spalten anschlossen. Besonders die große Südrandspalte, die das Fichtelgebirge, das ostthüringische Schiefergebirge mit dem Frankenwald, den Thüringer Wald begrenzt und bei Schweina ihr Ende erreicht, ist in ihrer ersten Anlage ziemlich alt. An ihr hob sich die nach N abfallende Thüringer Scholle immer wieder heraus, so daß der Betrag der Abtragung im Tertiär von N nach S wächst. Als Gegenflügel kann die Nordrandspalte des Harzes betrachtet werden. Die nördliche Begrenzung des Thüringer Waldes spielt, gegenüber diesen beiden wichtigen Bruchlinien, eine weit geringere Rolle.

Die Südrandspalte war wohl schon zu Beginn des Tertiärs in ihrer vollen Länge vorhanden. Ihr Endpunkt war gleichsam der Drehpunkt für alle späteren Bewegungen, deren Ausmaß nach Südosten ständig wächst. Es zeigen das die schönen tektonischen Ergebnisse, die Böhnes[1]) Untersuchung der Eisenerzlagerstätte der Klinger Spalte gehabt hat. Die Klinger Spalte liegt nordöstlich von Schweina. An ihr ist Zechstein neben Gneis und Glimmerschiefer gelegt worden, und von ihr aus hat durch aufsteigende Eisensäuerlinge, als deren letzter Rest die Liebensteiner Stahlquelle anzusehen ist, eine Verdrängung des Kalkes und Bildung einer metasomatischen Eisenerzlagerstätte stattgefunden. Die Profile Böhnes zeigen drei Störungsphasen mit folgenden Ereignissen:

1. Es entsteht eine Randflexur, die sich bis zur Überschiebung steigert. An den Überschiebungsflächen werden dünne Gneislinsen in den Zechstein hineingewalzt. Sie sind bis 10 m mächtig und können 200 m lang werden.

2. In einer zweiten Periode entstehen Spalten, welche die Überschiebungsflächen durchbrechen. Sie sind die Wege, auf denen

[1]) Die Eisenerzlagerstätten der Klinger Spalte zwischen Trusegrund und Thüringer Tal am Südwestrand des Thüringer Waldes. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt 1919, II.

die Eisensäuerlinge aufsteigen, die zur Entstehung der Lagerstätte führen.

3. Schließlich bilden sich Brüche, an denen die Eisenerzlagerstätte selbst absetzt.

Wenn wir die letzte Phase als die oberpliozäne ansehen, was sich zwar nicht beweisen läßt, aber doch große Wahrscheinlichkeit besitzt, so muß die Entstehung der Eisenerze älter sein als Pliozän. Damit würde die auch von Böhne vertretene Auffassung, daß die Kohlensäurequellen im Anschluß an die benachbarten Basalteruptionen, die als miozän angesehen werden, entstanden sind, eine wesentliche Stütze erhalten in der zeitlichen Übereinstimmung. Die Spalten selbst, auf denen die Quellen sich bewegten, können älter sein, werden aber nicht vor die Störungen im älteren Tertiär fallen. Bei dieser Altersbestimmung kann die erste Störungsperiode schon in die Kreide versetzt werden, was viel Wahrscheinlichkeit für sich hat. Denn in dieser Zeit muß mindestens der östliche Teil, das Schiefergebirge, schon herausgehoben worden sein, da schon im Eozän Gerölle von Kieselschiefer und Gangquarz auftreten.

Die Bewegungen an der nördlichen Randspalte sind viel komplizierter. Sie ist nicht auf einmal in ihrer ganzen Länge entstanden, sondern setzt sich aus Teilstücken zusammen, die, von Nordwesten nach Südosten vorschreitend, nacheinander aufgerissen sind. Dem entspricht auch die in dieser Richtung abnehmende Sprunghöhe. Die Heraushebung steht in enger Verbindung mit den Störungszonen, die in herzynischer Richtung quer durch das Thüringer Becken hindurchsetzen. Wir müssen deshalb zunächst die an das Gebirge herantretenden Verwerfungen kennen lernen. Wir schildern sie in der Reihenfolge von Osten nach Westen.

Von den beiden Remdaer Störungen tritt die südliche bei Rudolstadt über die Saale, begrenzt den Graben des Saalfelder Kulms und steht vielleicht mit einigen Gängen des Kamsdorfer und Könitzer Reviers in Zusammenhang.

Die Eichenberg-Saalfeld-Lobensteiner Störungszone ist die längste und wichtigste. Sie beginnt weit im Nordwesten, tritt an den Seebergen bei Gotha deutlich in Erscheinung, läßt sich über die drei Gleichen nach Arnstadt verfolgen, geht südlich von Stadtilm vorbei, trifft auf den Gebirgsrand bei Blankenburg, tritt als Randspalte in Erscheinung bis Saalfeld und springt in das Schiefergebirge hinein. Sie erreicht aber nicht südöstlich von

Saalfeld ihr Ende, sondern geht quer durch die Kulmmulde hindurch, verwirft den Hennberg-Granit mit seinem Kontakthof und spaltet sich in zwei Äste, von denen der nördliche über Lobenstein, der südliche an Wurzbach vorbei streicht. Beide zersplittern schließlich in die Gangspalten des Lobenstein-Hirschberg-Stebener Gangreviers. Der Zusammenhang der Hennbergverwerfung mit der Eichenberg-Saalfelder Störungszone ist nicht unmittelbar sichtbar. In den eintönigen, noch wenig gegliederten Kulmgebieten tritt das Verbindungsstück auf der Karte nicht hervor. Doch ist auch hier der südwestliche Flügel, wie an anderen Stellen, der gehobene. Südwestlich der Sormitz, die eine Zeitlang der Störungszone folgt, fehlt der obere Kulm fast ganz, im Nordosten nimmt er große Flächen ein. Vielleicht ist diese lange Bruchlinie schon in ältesten Zeiten angelegt[1]). Die Granite sind an ihr in ein auffällig hohes Niveau gelangt und fehlen abseits dieser Linie ganz. Auf der Störungszone liegen der Granit des Hennbergs, und in einer Linie die Kontakthöfe von Leutenberg, in ihrer unmittelbaren Nähe auf einem Parallelbruch, dem Eybaer Sprung, der Granit von Döhlen.

Die Bruchlinie von Amt Gehren-Langewiesen[2]) bildet auf dieser Strecke den Gebirgsrand, ist auch im Buntsandsteingebiet durch Bohrungen nachgewiesen[3]), findet aber bald ihr Ende. Sie hat nur geringere Bedeutung und vermittelt mit der Floßbergspalte das treppenförmige Absinken des Gebirges.

Eine weitere Verwerfung geht als Randverwerfung von Friedrichsanfang nach Nordwesten. setzt bald in die Trias über und zieht als wichtigere Störungszone über Waltershausen.

Wenig ausgedehnt ist die Spalte, die bei Friedrichroda den Gebirgsrand bildet und über Tabarz in die Trias hineinspringt.

Die westlichste Störungszone ist die von Netra-Kreuzburg-Eisenach[4]), die in viele Einzelbrüche zerfällt und am Gebirgsrand bis Kittelsthal verfolgt werden kann.

Alle diese Störungszonen sind schon frühzeitig angelegt worden und älter als die altpliozäne Einebnung. Sie bestanden

[1]) W. v. Seidlitz, Tektonische Beziehungen der Münchberger Gneismasse zum Erzgebirge und nördlichen Böhmerwald. Geologische Rundschau Bd. XII, 1922, S. 272.

[2]) Philippi a. a. O. S. 354.

[3]) Erläuterung zu Blatt Ilmenau, S. 161.

[4]) E. Naumann, Über Gebirgsstörungen am Nordwestende des Thüringer Waldes. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanstalt, 1905.

schon vor der Entstehung des Gebirges. Die nördliche Begrenzung des Gebirges ist so zu verstehen, daß die Heraushebung des Thüringer Waldes diagonal zu diesen präexistierenden Spalten erfolgte, wobei diese immer stückweise benutzt wurden. Die zwischen ihnen liegenden Teile des Gebirgsrandes sind teils ebenfalls als Brüche, teils als Flexuren entwickelt, wobei eine zerrissene Flexur, an der der Zechstein ausgequetscht ist, je nach dem Grade der Abtragung als Flexur oder als Verwerfung mit geschleppten Flügeln in Erscheinung tritt.

Die schmalen Störungszonen, die durch die Trias ziehen und an das Gebirge herantreten, wurden, wo sie nicht als Randspalte in Tätigkeit traten, nur wenig bewegt. An ihnen wurden schmale Schollen verschoben und eingequetscht, und sie dienten als die Scharniere, an welchen die Schollen der Rumpfebene sich gegeneinander stellten. Daß in den Störungszonen auch außerhalb der Randspalte postoberpliozäne Bewegungen nicht fehlten, zeigte uns schon die tiefe Lage des Oberpliozäns von Dienstädt im nördlichen Remdaer Graben[1]). Eine Verbiegung der Rumpffläche an alten Verwerfungen im Schiefergebirge hat Ebert[2]) nachgewiesen.

Die Aufeinanderfolge der Heraushebung eines Teiles des Nordrandes habe ich schon an anderer Stelle[3]) in Verbindung mit den Gangspalten zu lösen versucht. Eine genaue zeitliche Einordnung, wie sie jetzt mit Hilfe der altpliozänen Rumpfebene möglich ist, konnte dort jedoch nicht gegeben werden. Ich ging von der Vorstellung aus, daß bei einer weiteren Hebung des Nordrandes die Spalte weiter nach Osten aufreißen und ihr Ende irgendwo östlich von Saalfeld erreichen wird. Bei den älteren Hebungsperioden, die der letzten (oberpliozänen) vorausgingen, muß das Ende der Nordrandspalte weiter westlich gelegen haben. Nun stellen wir fest, daß sich am Ende langer Störungszonen die großen Spalten in bündelförmige Brüche geringerer Sprunghöhe auflösen, die leicht zu Gängen werden können (Kamsdorfer Revier, Lobenstein-Hirschberg-Stebener Gebiet, Schmalkaldener Gangrevier). Wenn wir den Nordrand verfolgen, so kommen wir in das Ganggebiet

[1]) W. Soergel hat eine gleichaltrige Störungsphase in der Ilmtalstörung nachgewiesen (Zentralbl. f. Miner. usw. 1923, S. 107 ff.).

[2]) Ebert, Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringer Wald und Frankenwald. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanstalt 1920, I (1922), S. 438.

[3]) B. v. Freyberg, Erz- und Minerallagerstätten des Thüringer Waldes, Berlin 1923, S. 89—97 (Tektonik und Gangspalten).

von Elgersburg-Oehrenstock bei Ilmenau. Es besteht die Möglichkeit, daß hier die vorletzte Hebung ihr Ende erreicht hat. Zur Gewißheit wird diese Vermutung, wenn nachgewiesen werden kann, daß erstens die Roteisen- und Manganerzgänge älter sind als die altpliozäne Rumpffläche, und daß zweitens der Gebirgsrand bis Saalfeld jünger ist als diese.

Die Roteisen- und Manganerzgänge sind als deszendente Gänge aufzufassen[1]), als Verwitterungslagerstätten[2]), deren Erzkonzentration letzten Endes durch bestimmte klimatische Vorgänge bedingt wird. Bei den Verwitterungsvorgängen, die zur altpliozänen Rumpfebene führten, wurde der Eisen- und Mangangehalt der rotliegenden Gesteine in Lösung gebracht und auf tiefergehenden Spalten als Erz abgesetzt. Daraus ergibt sich, daß die Ilmenauer Gangspalten älter sind als die altpliozäne Einebnung.

Der Gebirgsrand von Amt Gehren bis Ilmenau setzt sich aus zwei verschiedenen Stücken zusammen: dem bajonettartigen Vorsprung bis Blankenburg, und dem herzynischen Bruch von Blankenburg bis Saalfeld. Das letztere Stück gehört zur Eichenberg-Lobensteiner Störungszone, ist in seiner Anlage alt und bei der postpliozänen Hebung nur aufgelebt. Den Vertikalbetrag dieser Hebung können wir gut abschätzen, und senken wir die gehobene Scholle wieder um diesen Betrag, so verschwinden die Brüche von Gehren bis Blankenburg, die nur geringe Sprunghöhe besitzen, und Zechstein nebst Buntsandstein greifen auf das Schiefergebirge über. Daraus geht hervor, daß die Störungszone Amt Gehren-Blankenburg erst bei der postpliozänen Hebung entstanden ist, und daß die Nordrandspalte an der altpliozänen Landoberfläche bei Ilmenau ihr Ende erreichte. Die jüngste Hebung folgte den Linien geringsten Widerstandes. Zwischen den bereits bestehenden Brüchen: der Ilmenauer Randspalte und der Eichenberg-Lobensteiner Störungszone, entstand ein Querbruch, und die weitere Heraushebung erfolgte an der schon bestehenden alten Spalte von Blankenburg bis Saalfeld. Damit findet auch der merkwürdige Vorsprung des Thüringer Waldes eine befriedigende Erklärung.

Die Spalten der Ilmenauer Eisen- und Manganerzgänge erwiesen sich als präpliozän und dürften den alttertiären Störungs-

[1]) Beyschlag, Über die aus der Gleichheit der „Geologischen Position“ sich ergebenden natürlichen Verwandtschaften der Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 23. Jahrgang, 1915.

[2]) Meyer-Harrassowitz, Verwitterungslagerstätten. Ebenda 24, 1916.

perioden angehören. Noch älter ist aber die lange Bruchlinie, die in der Fortsetzung des Gebirgsrandes von der Sturmheide als Floßberggangzug in das Gebirge hineinsetzt. Sie ist in großer Mächtigkeit von Flußspat erfüllt und gut aufgeschlossen. Ihr höheres Alter ergibt sich aus verschiedenen Gründen. Der Floßberggang schneidet südlich von Oehrenstock am Kienberg ab. An einem Quergang, der fast NS streicht, wird er um ein Stück nach S verschoben und setzt am Schobsetal in großer Mächtigkeit wieder ein. Der verwerfende Gang ist jünger, er führt Manganerze. Auf dem Floßberggang selbst tritt das Manganerz nur untergeordnet auf. Durch jüngere Bewegungen ist der Flußspat häufig zu einer Breccie zertrümmert, die durch Manganerz verkittet wird. Die Floßbergspalte und ihre Ausfüllung ist also älter als die Manganerze und kann schon vor dem Tertiär entstanden sein.

Mit den tektonischen Bewegungen dieses Gebietes ist auch die hohe Stellung der Reinsberge verknüpft. Als Reinsbergscholle bezeichne ich das Gebiet, welches von der Eichenberg-Lobensteiner Störung, vom Blankenburg-Gehrener Vorsprung, vom Ilmenauer Gebirgsrand und vom Geratal begrenzt wird[1]. Die Reinsberge selbst erheben sich an der Westgrenze bis über 600 m. Sie überragen die westlich anschließende altpliozäne Rumpfebene (Plateau von Gossel) um rund 120 m, und um denselben Betrag den im Osten an die Eichenberger Störungszone herantretenden Plateaurest des Schönen Feldes. Die Reinsberge müssen demnach erst nach dem Unterpliozän gehoben worden sein. Bei der oberpliozänen Heraushebung des Thüringer Waldes hat sich die ganze Reinsbergscholle mitbewegt. Sie liegt höher als ihr nordöstliches Vorland und vermittelt das treppenförmige Absinken des Gebirgsrandes. Bei weiterem Vordringen der Abtragung würde ein Zustand eintreten, in dem der Rand des Thüringer Waldes, das heißt die Grenze des Rotliegenden, auch hier an die Eichenberg-Lobensteiner Verwerfung herantritt. Auch hieraus geht hervor, daß dem aus den verschiedensten tektonischen Elementen zusammengesetzten Nordrand eine geringere tektonische Stellung zukommt als dem einheitlichen Südrand. Als Leitlinie hat die Eichenberg-Lobensteiner Störungszone, die der Südrandspalte parallel verläuft, wesentlich größere Bedeutung.

[1]) Siehe Beyschlag, Geologische Übersichtskarte des Thüringer Waldes 1 : 100000.

VIII. Die Entwicklungsgeschichte Thüringens im Tertiär

Über die Geschichte Thüringens in der Kreide wissen wir nicht viel. Philippi[1]) hat mit Hilfe des Cenomans im Ohmgebirge eine Störungsperiode im obersten Jura nachgewiesen. Die senone Störungsphase Stilles läßt sich nicht beweisen, an ihrem Vorhandensein kann aber kaum gezweifelt werden. Sicher ist, daß im Senon bereits in SO—NW-Richtung Bruchzonen angeordnet waren, und daß mindestens der östliche Teil des Thüringer Waldes an der Südrandspalte herausgehoben war. An den Verwerfungen (Eisenberger Störungszone) ging die Kaolinisierung im Senon besonders tief, und im Schiefergebirge unterlagen die Gesteine derselben Verwitterung, so daß für die im Tertiär einsetzende Abtragung nur Ton, Quarz und Kieselschiefer vorhanden waren. Die ganze Thüringer Scholle, wozu ich das Thüringer Becken mit dem Thüringer Wald und dem ostthüringischen Schiefergebirge rechne, muß vor dem Obersenon an der Südrandspalte gehoben und dadurch, mit nördlich gerichtetem Einfallen, schräg gestellt, der Betrag dieser Hebung aber bis zum Obersenon wieder ausgeglichen worden sein; denn aus dem Bestand kumulativer Verwitterungsdecken an der prätertiären Landoberfläche müssen wir auf eine Abtragung zur fast ebenen Rumpffläche schließen, und auf dieser Fläche kam das Tertiär zur Ablagerung, von Norden nach Süden auf immer älterem Untergrund. Da eine tiefgehende Abtragung, die bis in das ostthüringische Schiefergebirge eingreift, längere Zeiträume beansprucht, wird es sogar wahrscheinlich, daß die ersten Bewegungen an der Südrandspalte noch älter sind als Senon, vielleicht schon jurassisch.

Die ältesten Tertiärsedimente müssen wir als Eozän auffassen. Mit Sicherheit hat dies v. Linstow nachgewiesen für die ältere Braunkohlenformation der Provinz Sachsen, und seine Argumente wurden durch die Lophiodonfunde im Geiseltal besonders gestützt[2]). Wenn auch datierbare Funde von Fossilien in den Braunkohlenflözen Thüringens bisher nicht gemacht worden sind, so be-

[1]) a. a. O. S. 378—383.

[2]) Vergleiche hierzu: v. Linstow, Beiträge zur Geologie v. Anhalt. Koenen-Festschr. 1907. Zur Altersfrage der subhercynen Braunkohlenformation. Jahrb. d. Preuß. geol. L. A., 1914. — Scupin, Das Alter der Hallischen Braunkohlen. Ebenda, Die stratigraphische Stellung der subhercynen Braunkohlenformation. Ebenda 1915. — Schroeder, Das Vorkommen der Gattung Lophiodon in der Braunkohle Sachsens. Centralbl. f. Min. usw. 1913, S. 351. Eocäne Säugetierreste aus Nord- und Mitteldeutschland. Jahrb. d. Preuß. geol. L. A. 1916, I.

steht doch ein so enger Zusammenhang mit der älteren Braunkohlenformation der genannten Gebiete, daß gegen eine Gleichaltrigkeit keine beweisenden Gründe angeführt werden können. Damit ist für die liegenden und unmittelbar hangenden klastischen Sedimente das eozäne Alter gesichert.

Im Senon tritt bei kumulativer Verwitterung die Abtragung stark zurück. Im Eozän verstärkt sich die Abtragung und es entstehen Anhäufungen klastischer Sedimente. Die Ursache kann nur in tektonischen Bewegungen liegen, allem Anschein nach in einem weiteren, nach Süden zunehmenden Aufsteigen der Thüringer Scholle, wodurch die senonen Kaolindecken zerstört und umgelagert wurden. Sie kamen in Becken zur Ruhe, die vielleicht teils tektonisch, teils durch Salzauslaugung sich bildeten, in denen bei günstigen Grundwasserverhältnissen die Vorbedingungen zur Braunkohlenbildung gegeben waren.

Es ist jedoch nicht unwahrscheinlich, daß ein Teil der Sedimente im Hangenden der älteren Braunkohle noch dem Oligozän angehört. Das Oligozän ist keine Periode völliger Ruhe, vielmehr müssen wir eine weitere Aufwölbung der Thüringer Scholle und ein weiteres Absinken des nördlichen Gebietes mit einer Verlagerung der Drehachse nach Süden annehmen, wodurch im Mitteloligocän das Meer von Norden bis an die Grenzen Thüringens heranrückte[1]). Da im marinen Oligozän grob klastische Ablagerungen fast fehlen, muß in Senken des Festlandes der, wenn auch geringe umgelagerte Verwitterungsschutt abgelagert worden sein.

Im Miozän ist Thüringen Abtragungsgebiet. Es kommt nicht zur Bildung der jüngeren Braunkohlenformation. Die klastischen Sedimente, die diese zusammensetzen, gleichen, z. B. in Sachsen, völlig den Ablagerungen des älteren Tertiärs und sind wohl zum Teil nur durch Umlagerung desselben entstanden. Im Miozän wurde sicher das ältere Tertiär Thüringens zum Teil abgetragen, worauf das Fehlen sicheren terrestrischen Oligozäns wohl mit zurückzuführen ist, und der Abtragungsvorgang erreichte sein Ende in der altpliozänen Rumpfebene. Bis zu dieser Zeit wurden auch tektonische Niveauunterschiede, die einen Teil des älteren Tertiärs mitbetroffen hatten, ausgeglichen. Die altpliozäne Abtragungsfläche geht in gleicher Weise über Tertiär und Trias hin-

[1]) Ich folge hier den Vorstellungen Stilles über Transgressionen und Regressionen (Tektonische Evolutionen und Revolutionen. Leipzig 1923).

weg, sie greift nach Süden ständig tiefer in den Untergrund hinein, so daß von N nach S die zunächst zusammenhängenden Tertiärreste immer mehr zertrennt werden und schließlich ganz verschwinden.

Im Oberpliozän begann die Zerschneidung der Rumpffäche durch die Erosion und ihre Zerstückelung durch Schollenbewegungen, die bei der erneuten Heraushebung des Thüringer Waldes ihr höchstes Ausmaß erreichten und sich höchst wahrscheinlich bis in das Diluvium fortsetzen. Auch an den durch Thüringen hindurchsetzenden Störungszonen fanden Bewegungeu statt.

Aus den Tertiärsedimenten, die ausschließlich aus Ton und Quarzgesteinen bestehen, müssen wir schließen, daß die Abtragung der Festländer nie rasch und in tief eingeschnittenen Linien erfolgte, sondern so langsam, daß das unter der Kaolindecke liegende frische Gestein nicht angegriffen wurde. Die Kaolinisierung muß auch im Tertiär weitergegangen sein, da wir sonst irgendwo frisches Gestein als Geröll finden müßten. Der Kaolinisierung feldspathaltiger Gesteine entspricht eine Entkalkung der Muschelkalke. Der Kalkgehalt mariner Tertiärsedimente (z. B. des Septarientones) dürfte mit auf solche vertonte Muschelkalkflächen zurückzuführen sein. Die Krustenbewegungen müssen ebenfalls langsam, aber kontinunierlich erfolgt sein. —

Die vorstehende Darstellung gibt die geologische Geschichte Thüringens uur in den allgemeinen Zügen wieder. Während nach Philippi der Entwicklungsgang außerordentlich klar und einfach erschien, ergibt sich jetzt ein verwickelteres Bild, und noch manche mühevolle Einzeluntersuchung ist nötig, um das gewonnene Gerüst zu füllen, zu ergänzen und vielleicht auch zu verbessern. Über das Oligozän und Miozän wissen wir sehr wenig. Vor allem aber wird eine Untersuchung der Störungszonen wichtige Resultate zutage fördern. Daß eine zeitliche Gliederung derselben und damit schließlich auch ein Vergleich mit deu bahnbrechenden Untersuchungen Stilles in anderen Gebieten möglich ist, zeigen bereits die wenigen angeführten Beispiele. —

In den vorstehenden Kapiteln siud absichtlich andere Teile Deutschlands, in denen tertiäre Einebnungsflächen nachzuweisen sind, nicht herangezogen worden. Es kam mir darauf an, aus den in Thüringen selbst vorhandenen Aufschlüssen und Beobachtungsmöglichkeiten den Entwicklungsgang zu erschließen und Analogieschlüsse, die gefährlich sein können, auszuschalten. Ich möchte aber doch nicht schließen, ohne auf die ganz ähnlichen Ergebnisse

hinzuweisen, die Salomon[1]) über seine Erfahrungen in Südwestdeutschland veröffentlicht hat, und auf die Untersuchungen, die Harrassowitz[2]) in anderen Teilen Deutschlands angestellt hat. Seine Arbeiten in der Rhön sind besonders geeignet, die in Thüringen gewonnenen Ergebnisse zu erweitern. Dazu wird eine genaue Untersuchung des Gebietes zwischen Thüringer Wald und Rhön nötig sein, die ich schon begonnen habe, deren Ergebnisse mir aber vorläufig noch zu lückenhaft erschienen, um bereits an dieser Stelle mitbehandelt zu werden. Nur darauf möchte ich hinweisen, daß seine nachbasaltische, voroberpliozäne Einebnung wohl sicher mit der altpliozänen Rumpffläche Thüringens zu vergleichen ist. Auch die charakteristischen pliozänen Verwitterungsvorgänge, die im Vogelsberg zur Bildung der Bauxitlagerstätten[3]) führten, lassen sich wiedererkennen. So möchte ich die Entstehung der Eisenockerlagerstätten aus Diabas oder Diabastuff (Gefell) und vielleicht auch die buntfarbige Zersetzung der Schiefer, mit der Eisenerze vom Hunsrücktypus verbunden sind, anführen, Verwitterungsformen, die zwar noch recht wenig untersucht worden sind, aber doch von anderen, jüngeren Erscheinungen im Bereich der Rumpffläche getrennt werden müssen. — Bei Abschluß des Manuskriptes erscheint noch eine Arbeit von Wurm[4]), der eine pliozäne Einebnung auch für die Münchberger Masse wahrscheinlich hält.

[1]) Salomon, Die Bedeutung des Pliozäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. Sitzungsber. Heidelb. Akad. d. Wiss. 1919.

[2]) Landschaftsaufbau am Ostrande der Rheinischen Masse. Zentralbl. f. Min. usw. 1922. Die Höhenlage der Rhön. Ebenda.

[3]) Harrassowitz, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1921. Metall und Erz XVIII, 1921, Heft 22.

[4]) Über die geologische Stellung der Münchberger Gneismasse. Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen Geologischen Vereins, Neue Folge, Bd. XII, 1923.

Erläuterung zu Tafel 1

F i g. 1. Blick über die Einebnungsfläche bei Eisenberg. An der Eisenberger Störungszone sind Muschelkalk und Buntsandstein nebeneinander gelegt worden. Der Verschiebungsbetrag wurde schon v o r Ablagerung des Tertiärs ausgeglichen, da tertiäre Sedimente auf beiden Flügeln in annähernd gleicher Höhenlage liegen.

F i g. 2. Blick vom Schneekopfturm nach Osten. Deutlich sind die vom Kamm nach N ausstrahlenden Rippen erkennbar, die annähernd gleiche Höhe behalten. Sie sind durch die nach N abströmenden Gewässer aus der jungtertiären Einebnungsfläche herausgeschnitten worden. — Im Hintergrund der Anstieg zum Muschelkalkrand des Vorlandes.



Fig. 1



Fig. 2

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin W 35



Fortschritte der
Geologie und Palaeontologie
herausgegeben
von Professor Dr. W. Soergel, Tübingen
Heft 6

Die tertiären Landoberflächen in Thüringen

von

Dr. B. v. Freyberg
Privatdozenten in Halle (Saale)

Mit einer Tafel und 19 Figuren im Text

Berlin
Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 35 Schöneberger Ufer 12 a
1923

„Fortschritte der Geologie und Palaeontologie"

Die Fortschritte der Geologie und Palaeontologie bilden eine Sammelstätte für Arbeiten aus allen Gebieten der Geologie und Palaeontologie, in denen nicht die einfache Darstellung neuer Beobachtungstatsachen und die nächsten aus ihnen ableitbaren Schlußfolgerungen, sondern die Entwicklung neuer Methoden, die Lösung wesentlicher Probleme im Vordergrund stehen. Eine Schilderung neuer Tatbestände ist an sich dabei durchaus erwünscht, sie soll aber eingegliedert sein in den Rahmen einer geschlossenen Argumentation. Einfache Sammelreferate bleiben ausgeschlossen. Doch sind Arbeiten willkommen, die an der Hand kritisch gesichteter und von neuen Gesichtspunkten aus beleuchteter, bekannter Tatsachen zu neuen Lösungen führen.

Innerhalb der Geologie sollen in die Sammlung auch Arbeiten einbezogen werden, die in Grenzgebieten, in der Geophysik, in der Petrographie wurzeln, sofern sie unter Zuhilfenahme geologischer Forschungsergebnisse oder überhaupt geologischer Methoden zu wichtigen allgemeinen Ergebnissen gelangen. Gerade aus den Grenzgebieten erfahren die Einzelwissenschaften erfahrungsgemäß die stärkste Befruchtung.

Aus dem Gebiet der Palaeontologie (Palaeozoologie, Palaeobotanik) sind neben Arbeiten, die sich auf breiterer Basis mit Problemen der Phylogenie, des Entwicklungsmechanismus, der Systematik, der Palaeobiologie beschäftigen, auch solche erwünscht, die an einem oder an einzelnen Beispielen neue Methoden erläutern und prinzipielle Ergebnisse ableiten.

Geologie und Palaeontologie bilden die Grundlage der ihnen durch engste wechselseitige Beziehungen verbundenen Palaeogeographie. Aus dem umfassenden Bereich dieser Wissenschaft werden sowohl regionalen als einzelnen grundsätzlichen Problemen gewidmete Darstellungen in den Fortschritten Aufnahme finden.

Willkommen sind schließlich auch Abhandlungen, die eine Klärung der Begriffe anstreben, die Fragestellungen auf ihre Möglichkeit oder Berechtigung kontrollieren, die versuchen erkenntnistheoretisch die Grenzen der üblichen Methoden und ihre Mängel aufzuzeigen. Denn die weitere Entwicklung einer Wissenschaft und der von ihr geförderten Erkenntnisse hängt nicht nur ab von einer ständigen Bereicherung des Beobachtungsmaterials und seiner Durcharbeitung, sondern in vielfach stark unterschätztem Grade auch von einer stetigen kritischen Überprüfung der Grundlagen.

Fortsetzung auf S. 3 des Umschlages

auf denen eine Wissenschaft aufbaut, der Theorien, nach denen sie arbeitet, die Arbeitsmethode und Fragestellung, ja selbst die Beobachtungen nach Art und Auswahl entscheidend beeinflussen.

Die Fortschritte erscheinen in zwangloser Folge als selbständige Hefte von beliebigem, nicht unter 5—6 Bogen betragendem Umfang. Das Honorar wird nach Vereinbarung mit dem Herausgeber festgesetzt. Jeder Autor erhält 20 Freiexemplare.

Die Hefte sind einzeln käuflich. Die unten angegebenen Vorzugspreise werden jedoch nur Abnehmern der ganzen Reihe berechnet. Bei Bezug eines einzelnen Heftes tritt ein um 33 1/3 % höherer Preis in Kraft.

Alle Sendungen und Anfragen werden an den Herausgeber erbeten.

Die Verlagsbuchhandlung:
Gebrüder Borntraeger
Berlin W 35, Schöneberger Ufer 12a

Der Herausgeber:
Professor Dr. W. Soergel
Geologisches Institut, Tübingen










AMNH LIBRARY
100226198